GLACYALNE ZJAWISKA

U BRZEGU PÓŁNOCNEGO DYLUWIUM WZDŁUŻ KARPAT I SUDETÓW

NAPISAŁ

WALERY ŁOZIŃSKI.

Z 1 TABLICĄ.

W KRAKOWIE
NAKŁADEM AKADEMII UMIEJĘTNOŚCI
SKŁAD GŁÓWNY W KSIĘGARNI SPÓŁKI WYDAWNICZEJ POLSKIEJ
1908.

GLACYALNE ZJAWISKA

U BRZEGU PÓŁNOCNEGO DYLUWIUM WZDŁUŻ KARPAT I SUDETÓW

NAPISAŁ

WALERY ŁOZIŃSKI.

Z 1 TABLICĄ.

KRAKÓW
NAKŁADEM AKADEMII UMIEJĘTNOŚCI
SKŁAD GŁÓWNY W KSIĘGARNI SPÓŁKI WYDAWNICZEJ POLSKIEJ
1908.

Osobne odbicie ze Sprawozdań Komisyi fizyograficznej T. XLIII. Część III.
Akademii Umiejętności w Krakowie.

Odbito w drukarni Uniwersytetu Jagiellońskiego, pod zarządem J. Filipowskiego.

Glacyalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów.

Napisał

Walery Łoziński.

Z 6 rycinami w tekscie i 1 tablicą.

1. Wstęp.

Podając wyniki moich badań nad północnem dyluwium w dolinie Sanu koło Przemyśla, poruszyłem geograficzne problemy, związane z oparciem się północnych lodów o brzeg Karpat, jak preglacyalną morfologię, wdzieranie się języków lodu w karpackie doliny, wpływ lodów na hydrografię i t. d. [1]). Dla dalszego rozjaśnienia tych kwestyi wypadało rozszerzyć studya ku zachodowi na cały brzeg karpacki w zachodniej Galicyi. Uzyskawszy w tym celu subwencyę Komisyi fizyograficznej Akademii Umiejętności, zająłem się zbadaniem północnego dyluwium u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat, przedewszystkiem w dolinach Wisłoka, Wisłoki, Białej, Dunajca i Raby. Porównanie północnego dyluwium u brzegu Karpat i u brzegu Zachodnich Sudetów okazało wprawdzie pewne analogie, ale zarazem bardzo ważne różnice. Stąd też wynikła konieczność przedstawienia już w toku tej rozprawy niektórych wyników moich studyów nad północnem dyluwium w dolinach i u brzegu Zachodnich Sudetów [2]).

---

[1]) Łoziński, Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 57. 1907. str. 375 i n.

[2]) Jestem winien Dr. J. Wysogórskiemu wielką wdzięczność za najżyczliwsze popieranie moich wycieczek w Sudety.

2. Brzeżna strefa północnego dyluwium.

Obszar, który w dyluwialnej epoce był zajęty przez lody, zesuwające się z północnej Europy, dzieli się zwykle na dwie strefy [1]). W strefie wewnętrznej (centralnej) przeważała exaracya [2]) i stworzyła krajobraz z lodowcowymi garbami *(Rundhöcker)* i niezliczonemi jeziorkami, wydrążonemi w litej skale. W strefie zewnętrznej (peryferycznej) lody wprawdzie także działały na skalne podłoże, po którem się sunęły i pozostawiły w twardszych skałach kotły lodowcowe (np. w Rüdersdorfie koło Berlina), w podatniejszych zaś utworach liczne zaburzenia, ale mimo to glacyalna akkumulacya dzięki swym znacznym rozmiarom była dominującym czynnikiem morfologicznym, któremu niż niemiecki wraz z galicyjskim zawdzięczają swój charakterystyczny krajobraz.

W porównaniu z zewnętrzną strefą jej najskrajniejszy pas odznacza się taką odrębnością warunków, wśród jakich lody z północy się rozszerzały i nagromadzały swe osady, że wypada wyróżnić go jako osobną, brzeżną (marginalną) strefę północnego dyluwium. Wskutek szybkiego zmniejszania się grubości lody w brzeżnej strefie posiadały wielką wrażliwość na nierówności terenu, a ich rozprzestrzenianie się, które można wyczytać z obecnego rozmieszczenia glacyalnych śladów, było ściśle przystosowanem do preglacyalnego ukształtowania powierzchni ziemi. Nawet w obszarze o tak mało urozmaiconej rzeźbie, jak południowa Rosya, lody znalazły predyluwialną dolinę Dniepru i wcisnęły się w nią szerokim językiem daleko ku południu [3]). Bez porównania wyraźniej występuje zależność od preglacyalnej rzeźby u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat i Sudetów, które zagrodziły napierającym lodom dalszą drogę i postrzępiły ich brzeg na liczne, nieraz bardzo długie języki, wtłaczające się wbrew spadkowi w głąb dolin. Dalszem następstwem znacznego zmniejszania się grubości lodów u ich brzegu była mała miąższość glacyalnej akkumulacyi. Podkarpackie żwiry mieszane są zaledwie na kilka metrów grube, a północne dyluwium Małego Kruhela pod Przemyślem, którego miąższość wynosi 20—30 m, jest już bardzo rzadkim wyjątkiem. U brzegu Zachodnich Sudetów, gdzie grubość lodu była według wszelkiego prawdopodobieństwa większą, aniżeli u karpackiego brzegu, grubość całej seryi glacyalnych i flu-

---

[1]) Por. np. Lapparent, Leçons de géogr. phys. 2. éd. 1898. str. 226 i 227.

[2]) Za przykładem J. Walthera (Einleitung in die Geol., str. 573 i 574) używam tej nazwy dla określenia żłobiącego działania lodu.

[3]) Por. Oppokow, Die Entstehungsweise und das Alter der Flusstäler in dem Mittelgebiet des Dnieprbassins. Annuaire géol. et minér. de la Russie, t. 8. str. 91 i 92. Nikitin, Constitution des dépôts quaternaires en Russie. Congr. Intern. d'Archéol. préhist. Moscou 1892. T. 1, str. 6

wioglacyalnych utworów osiąga wprawdzie bardzo często 20 i więcej metrów, ale zawsze jest jeszcze daleką od miąższości dyluwialnej pokrywy na niżu niemieckim [1]). W brzeżnej strefie działanie lodów na podłoże ograniczało się do preglacyalnych luźnych utworów, t. j. do lokalnych produktów zwietrzenia lub rzecznych osadów. Starsze podłoże północnego dyluwium, nawet wtedy, gdy składa się z podatnych ilastych kompleksów karpackiego fliszu, nie okazuje zaburzeń. które możnaby tłómaczyć naciskiem posuwających się lodów [2]). Jak to widać z powyższych właściwości brzeżnej strefy, lody w jej obrębie zachowywały się pod względem morfologicznym całkiem biernie. W podkarpackiej strefie brzeżnej ani pośrednio (np. przez zatamowanie wód bieżących), ani też bezpośrednio nie zdołały wytworzyć nowych, charakterystycznych form terenu. U brzegu Zachodnich Sudetów. gdzie grubość lodów, a zarazem glacyalnej i fluwioglacyalnej akkumulacyi była większą, pozostawiły wprawdzie tu i owdzie nowe i bardzo wyraźne szczegóły morfologiczne (p. rozdz. 10), które jednakowoż w całości krajobrazu nie odgrywają wybitnej roli [3]).

Do przytoczonych właściwości morfologicznych przybywa jeszcze bardzo ważna cecha litologiczna brzeżnej strefy, a mianowicie ogromna przewaga grubszego materyału wśród glacyalnych osadów, która nie zawsze da się wytłómaczyć współdziałaniem czynników fluwioglacyalnych lub późniejszem przemyciem przez wodę. U karpackiego brzegu w zachodniej Galicyi stałe pojawianie się mieszanych żwirów. jako brzeżnego wykształcenia północnego dyluwium,

---

[1]) O zmniejszaniu się grubości utworów dyluwialnych w brzeżnej strefie wspomina Wahnschaffe, Oberflachengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 2. Aufl., str. 66.

[2]) Prof. Szajnocha uważał zaburzenia mioceńskich iłów w Łopuszce Wielkiej (w pow. przeworskim) po części za wynik nacisku lodów (Atlas geol. Gal., zesz. 13, str. 34). Bliższe jednak zbadanie, o ile na to nieszczególny stan odkrywek pozwala, okazuje, że zaburzenia mioceńskich iłów są raczej czysto tektonicznej natury. Ponad ciemnymi iłami mioceńskimi z gniazdami gipsu, znachodzi się w łomie utwór ilasty, w którym widać w jednem miejscu ślad pofałdowanego warstwowania. Ten utwór ilasty z mnóstwem przeważnie kanciastych, często nawet bardzo dużych okruchów fliszowych skał, jak hieroglifowego piaskowca, jasnego piaskowca z licznymi kawałkami czarnego węgla i t. p. wygląda zupełnie na tektoniczny druzgot, nasunięty na miocen. Przez lody utwór ten nie został przerobiony, gdyż niema w nim ani śladu północnego materyału. Dopiero ponad nim, w górze łomu pojawia się cienka warstewka mieszanego żwiru pod loessem.

[3]) Partsch (Schlesien, t. 1, str. 166) sądził, że dyluwium na Śląsku pierwotnie posiadało charakterystyczne ukształtowanie powierzchni, które później zostało zatarte przez denudacye. Jednakowoż nieliczne szczegóły morfologiczne, jakie okazuje mieszane dyluwium u brzegu Sudetów. zachowały się z niezwykłą świeżością. Z tego można wnosić, że powierzchnia dyluwialnych utworów nie doznała większych zmian wskutek późniejszej denudacyi, a brak charakterystycznego ukształtowania jest pierwotny i tłómaczy się — jak wszędzie w brzeżnej strefie — słabym wpływem lodów na morfologię.

którego przeciwieństwem są lodowcowe gliny niżu z rzadko rozsianymi okruchami skał. można tylko tak tłómaczyć, że lody u stóp Karpat zetknęły się z rozległemi żwirowiskami rzecznemi predyluwialnego wieku i niemałą ich część zmieszały z denną moreną [1]). Również u brzegu Zachodnich Sudetów wyraźnie występuje ogromna przewaga grubszego materyału, ale tutaj pozostaje najczęściej w związku ze zjawiskiem, że bardzo znaczna część utworów północnego dyluwium ma wybitnie fluwioglacyalny charakter (p. rozdz. 10).

Odrębne wykształcenie północnego dyluwium w brzeżnej strefie już dawno zauważono, ale jej charakterystyki, jakie spotyka się w literaturze, są niedokładne lub błędne. Jeszcze pod wpływem dryftowej hipotezy H. Credner (1876) wyróżnił wybrzeżne wykształcenie (*Küstenfazies*) utworów dyluwialnych w Łużycach i dał zestawienie charakterystycznych cech [2]), z których jednakowoż tylko mała miąższość odpowiada rzeczywistości. Pojawianie się północnego materyału tylko w drobniejszych okruchach, które Credner także uważał za objaw właściwy brzeżnej strefie, nie ma ogólnego znaczenia, gdyż znamy mnóstwo przykładów, że u brzegu Karpat i Sudetów lody zawlokły liczne i duże głazy skandynawskiego pochodzenia aż do najdalszych granic swego zasięgu. Później Uhlig (1884) nazwał brzeżnem wykształceniem (*Randfazies*) podkarpackie mieszane dyluwium, składające się z północnego i miejscowego materyału [3]). Takie pojmowanie brzeżnego wykształcenia nie jest ścisłe, gdyż pomieszanie północnego i swojskiego materyału pojawia się nietylko w brzeżnej strefie, ale wszędzie, gdziekolwiek lody miały sposobność niszczenia starszego podłoża. Tak np. północne dyluwium w Rüdersdorfie koło Berlina zawiera mnóstwo okruchów wapienia muszlowego, pochodzących z bezpośredniego podłoża. Krzemienie z bałtyckiej kredy są u nas północnym, ale za to w dyluwium Danii lub Pomorza miejscowym materyałem. Mieszane dyluwium, nawet gdy je będziemy za przykładem Klockmanna (1883) pojmowali w ściślejszem znaczeniu jako mieszaninę nie miejscowego, ale pochodzącego z południa i północnego materyału, jeszcze nie jest wyłączną cechą brzeżnej strefy, gdyż w niektórych okolicach niemieckiego niżu rozciąga się daleko poza jej obręb [4]). Najtrafniejsze określenie brzeżnej strefy podał Camerlander (1885), zaznaczając małą miąższość dyluwialnych utworów i ścisłe przystosowanie się do preglacyalnej rzeźby [5]).

3. Rozprzestrzenianie się lodów i preglacyalna morfologia karpackiego brzegu.

Skoro inwazya północnych lodów nie pozostawiła u karpackiego brzegu żadnych morfologicznych śladów, wobec tego jedyną

---

[1]) Por. Łoziński, Quartärstudien, str. 376.

[2]) H. Credner, Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., t. 28, str. 137.

[3]) Uhlig, Geol. Beschaffenheit der galiz. Tiefebene. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 34, str. 231. — Również Credner w wspomnianej charakterystyce umieścił także przeważający udział miejscowego materyału.

[4]) Klockmann, Ueber gemengtes Diluvium. Jahrb. kgl. Preuss. geol. Landesanst. für 1883.

[5]) Camerlander, Aus dem Diluvium des nordwestl. Schlesien. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 1885, str. 151 i 152.

drogą do rekonstrukcyi zasięgu lodów podczas ich największego rozprzestrzenienia może być tylko rozmieszczenie północnego materyału. Miejsca, gdzie spotykamy mieszane żwiry, były w paleodyluwialnej dobie bez wątpienia pokryte przez lody. O tych zaś okolicach, w których na litej skale znachodzą się tylko miejscowe produkty zwietrzenia, ewentualnie pokryte jeszcze loessem, należy przypuszczać, że zostały ominięte przez wdzierające się lody. Zachodzi jednak pytanie, czy pierwotne rozmieszczenie północnego materyału nie uległo znaczniejszym zmianom wskutek działania atmosferycznych czynników w czasach postdyluwialnych.

Mieszane żwiry, osadzone przez lody, co prawda, zostały bardzo często przerobione przez wodę bieżącą, ale to przeławicenie odbywało się lokalnie, bez przenoszenia żwirów na większą odległość. Gdziekolwiek możemy obserwować rozmywanie mieszanych żwirów przez bieżącą wodę, wszędzie przenoszenie okruchów odbywa się na tak małej przestrzeni, że pozostaje lokalnym objawem i nie sprowadza zmian w ogólnem rozmieszczeniu północnego materyału. Na dnie dolin, gdzie glacyalne utwory są najbardziej wystawione na działanie bieżącej wody, rzeki w licznych zakrętach rozmywają mieszane żwiry u zewnętrznego brzegu, ale za to wewnątrz zakrętów osadzają żwirowiska (p. fig. 4), które w porównaniu z pierwotnym żwirem mieszanym nie okazują widocznego ubytku północnych składników. Zdarza się nieraz, że erozya potoka wyżłobiła w mieszanych żwirach głęboki parów, czego najwspanialszy przykład można podziwiać w Kruhelu Małym koło Przemyśla. Zawsze jednak usuwanie żwirów ogranicza się do samego wnętrza wązkiego parowu, a zresztą poza niem rozmieszczenie pozostaje niezmienionem.

W wielu okolicach karpackiego brzegu mieszane żwiry pokrywa gruby płaszcz loessu, który od czasu osadzenia się nie został przemieniony przez wodę i zachował typowe właściwości eolicznego utworu, a to jest najlepszą kontrolą, że i mieszane żwiry nie zmieniły swego położenia.

Na podstawie przytoczonych argumentów można przyjąć, że obecne rozmieszczenie północnego materyału niemal zupełnie odpowiada rozprzestrzenieniu lodów w paleodyluwialnej dobie. Śledząc w ten sposób południową granicę zasięgu lodów, natrafia się jednak na pewne trudności. Granica mieszanych żwirów nie zaznacza się najmniejszym szczegółem w terenie i rzadkim wyjątkiem bywa odkrywka, która pozwala dokładnie uchwycić zanikanie mieszanego żwiru (fig. 1). Zazwyczaj w braku odsłonięć można granicę północnego dyluwium tylko w przybliżeniu wyznaczyć, gdy się ma dwie, nieraz dość odległe odkrywki, z których jedna okazuje domieszkę północnego materyału, a druga już same miejscowe produkty zwietrzenia. Nadto udział północnego materyału może być czasem tak

drobny, że upewnienie się o jego zupełnym braku wymaga bardzo sumiennego przeszukania żwirów.

Północne dyluwium przylega nieprzerwanym pasem do zewnętrznych, najniższych wyniosłości zachodnio-galicyjskich Karpat. Gdy jednak przekroczymy karpacki brzeg i wchodzimy w coraz wyżej wznoszący się obszar Karpat, równocześnie z wzrastającem zaostrzaniem się rzeźby zmienia się także i rozmieszczenie północnego materyału. Żwiry mieszane wyścielają dna głównych dolin i stąd wązkiemi wypustkami sięgają w boczne doliny, stoki górskie zaś i grzbiety są po największej części pokryte lokalnymi produktami zwietrzenia (czasem i loessem) bez śladu północnego materyału. Wyjątkowo tylko w pobliżu samego brzegu Karpat, gdzie wyniosłości nie sięgają jeszcze 300 m, mieszane żwiry pojawiają się na działach wód[1]). Dalej w głąb Karpat nietylko na działach wód

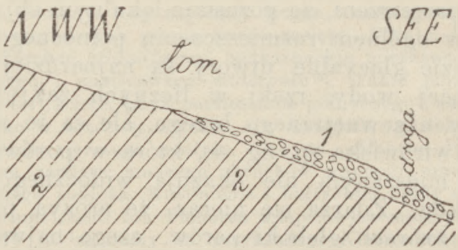


Fig. 1. Zanikanie mieszanego dyluwium (1) na górnokarbońskich piaskowcach i zlepieńcach (2) w okolicy Waldenburga. Łom przy drodze z szybu Juliusza do Kol. Neuweissstein.

ale nawet na przeważnej części stoków brak zupełnie północnego materyału, który skupia się głównie w zagłębieniach terenu, a więc w dolinach.

Zdarzało się jednak nawet u samego brzegu Karpat, że lody nie przekroczyły nizkiego działu wód, a najlepszy przykład tego spotykamy między Białą a Dunajcem. Jakkolwiek od strony Dunajca lody rozszerzyły się po stoku działu koło Zgłobic i Błonia aż do izohipsy 270 m, zatem prawie do najwyższych punktów działu, pomimo tego nie zlały się z językiem lodu w dolinie Białej. Dowodzi tego ponad wszelką wątpliwość skład mieszanych żwirów w dolinie Białej, wśród których znachodzi się tylko fliszowy i pół-

[1]) Działy wód, na których Uhlig znalazł mieszane żwiry (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 38, str. 252), znachodzą się właśnie u samego brzegu Karpat i nie dochodzą do 300 m wysokości. — Podobnie mieszane żwiry koło dworu w Łopuszce Wielkiej (w pow. przeworskim) sięgają aż na nizki dział wód (265 m) ku Pantalowicom.

nocny materyał. Natomiast brak otoczonych okruchów tatrzańskich granitów, które pochodzą z preglacyalnych żwirów Dunajca i w obrębie jego doliny (Zgłobice-Błonie, Siemiechów) są charakterystycznym i bardzo obfitym składnikiem mieszanych żwirów. Ten brak tatrzańskich fragmentów w mieszanych żwirach doliny Białej jest dowodem, że języki lodu w dolinach Dunajca i Białej były już u samego brzegu karpackiego zróżnicowane i od siebie niezależne. Tutaj najpewniej można stwierdzić samodzielność języków lodu w głównych dolinach karpackich dzięki temu, że preglacyalne żwiry Dunajca zawierały w obfitości zupełnie odrębny, krystaliczny materyał tatrzańskiego pochodzenia, który później dostał się w znacznej ilości do dennej moreny języka lodu.

Na mapce Uhliga [1]) doskonale widać, że występowanie północnego materyału ogranicza się wyłącznie do wnętrza dolin. Jednakowoż południowa granica erratycznego dyluwium jest błędnie wykreślona, ponieważ obejmuje także grzbiety między dolinami, gdy tymczasem powinna tworzyć linię mocno pogiętą, wdzierającą się od karpackiego brzegu licznemi zatokami i wypustkami wzdłuż dolin w głąb Karpat.

Rozmieszczenie północnego materyału głównie w dolinach świadczy, że lody, gdy ich czoło oparło się o podnóże Karpat, nie mogły pokryć nawet zewnętrznych pasm karpackich i natrafiły tutaj na orograficzną przeszkodę. Zdolność lodów posuwania się w brzeżnej strefie wbrew nachyleniu terenu [2]) nie wystarczała do przekroczenia zewnętrznych pasm karpackich, ale za to bardzo łatwo mogła pokonać spadek dolin. To też jedyna droga, po której lody zdołały wnikać w głąb Karpat, otwierała się w dolinach głównych rzek i ich dopływów. Wskutek naporu lodów, dopływających z północnej Europy, brzeg ich postrzępił się na lodowe języki, które — na wzór lodowców, ale wbrew spadkowi — wciskały się w doliny głównych rzek karpackich, a stąd wysyłały dalsze wypustki w boczne doliny. W czasie największego rozpostarcia się lodów widok brzeżnych Karpat z długimi językami lodowymi na dnie dolin przypominał dzisiejszy wygląd gór na zachodniem wybrzeżu Grenlandyi, położonych również u kresu lodów, które rozchodzą się z wschodniej Grenlandyi [3]). Jako inną analogię ówczesnego wyglądu zewnętrznych pasm karpackich możnaby przytoczyć górzyste okolice kraju Grahama, gdzie lody są ograniczone jedynie do wnętrza szerokich dolin i łagodnych stoków [4])

Rozmieszczenie mieszanych żwirów jest niewątpliwym dowo-

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 33, tabl. IV.

[2]) Drygalski, Grönland-Expedition, t. 1, str. 513, 520 i 521.

[3]) Drygalski, Die Eisbewegung. Peterm. Mitteil., t. 44, str. 55 i 56.

[4]) J. G. Andersson, On the Geology of Graham Land. Bulletin of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, t. 7, str. 22.

dem, że w paleodyluwialnej dobie lody północne, z których się te żwiry osadziły, zastały brzeżne Karpaty już w dzisiejszej ich postaci. Wielkie i mniejsze doliny, jak daleko sięgnęły w nich lodowe języki, były już wówczas wyżłobione do obecnej głębokości i od tego czasu nie doznały widocznego pogłębienia. Najlepiej świadczy o tem występowanie mieszanych żwirów z cechami morenowego utworu na dnie dolin. Takie występowanie mieszanych żwirów spotykamy np. w następujących miejscowościach:

a) Siemiechów w dolinie małego dopływu Dunajca;

b) Bogoniowice w dolinie Białej;

c) prawy brzeg Wisłoki u ujścia małego potoka poniżej Kamienicy Dolnej;

d) Kruhel Mały w dolinie Sanu.

Wobec tak wymownych dowodów upaść musi pogląd, jakoby brzeżne Karpaty w zachodniej Galicyi podniosły się jeszcze po ustąpieniu północnych lodów i osadzeniu się mieszanych żwirów [1]). Gdyby tak było, to mieszane żwiry musiałyby pokrywać głównie grzbiety i wyższe części karpackich wyniosłości [2]), a tymczasem w rzeczywistości rzecz ma się całkiem przeciwnie.

Że w obrębie zewnętrznych pasm karpackich dolny poziom erozyi od paleodyluwialnej doby nie uległ żadnemu uchwytnemu obniżeniu, to można także *a contrario* wykazać, przez porównanie z Sudetami. Co prawda i tutaj północne lody zastały rzeźbę dolin już w dzisiejszych zarysach gotową [3]), lecz po osadzeniu się mieszanego dyluwium nastąpiło jeszcze niewielkie, ale widoczne pogłębienie [4]). Na przykładzie doliny potoka Helle w Altwasser widać,

---

[1]) St. Rudnyckyj, Znadoby po morfol. pidkarpat. stoczyszcza Dnistra. Zbirnyk matem.-pryrodop. sekcii Tow. im. Szewczenka, t. 11, str. 64.

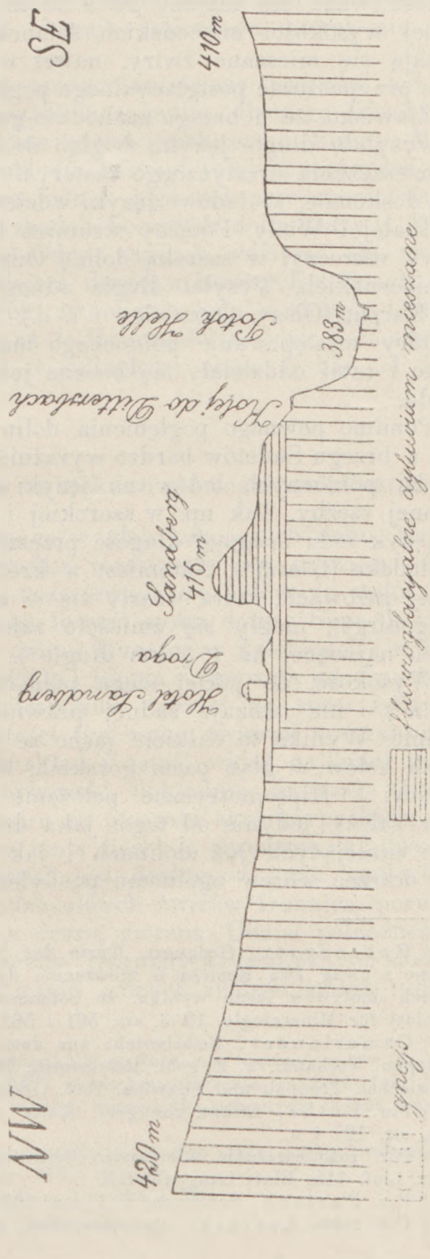
[2]) W okolicy Friedlandu w Czechach mieszane dyluwium pojawia się tylko na najwyższych częściach wypukłości terenu, o czem por. Slavík, Die Ablagerungen der Glacialperiode in Nordböhmen. Sitz.-Ber. Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 1891, str. 235 i 243. Przykład ten najlepiej stwierdza, że postdyluwialna denudacya nie mogłaby zmyć erratycznego dyluwium z wyniosłości, że zatem brak północnego materyału na stokach i grzbietach brzeżnych Karpat jest zjawiskiem pierwotnem. Trudno jednak zgodzić się z Slavíkiem, że z wnętrza dolin, które przed inwazyą północnych lodów miały być już wykończone, późniejsze spłukiwanie stoków zupełnie usunęło mieszane dyluwium. Raczej przypuszczać należy znaczne pogłębienie dolin w późniejszej dobie. — Innym przykładem, że postdyluwialna denudacya nie mogła zmyć zupełnie północnego materyału z wyniosłości, jest okolica Saalfeldu w Turyngii, gdzie okruchy krystalicznych skał skandynawskich i krzemienie znachodzą się na najwyższych miejscach grzbietów. Ob. Liebe-Zimmermann, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen. Lief. 40. Blatt Saalfeld, str. 48.

[3]) Zdaniem Frecha (Bau der schles. Gebirge. Geogr. Zeitschr., t. 8, str. 558) powstanie dzisiejszej rzeźby Sudetów przypada głównie na plioceńską epokę.

[4]) Dathe, Erläut. zur geol. Karte von Preussen, Lief 115, Blatt Langenbielau, str. 123. — Pionowy wymiar postdyluwialnej erozyi, jaki Leppla (Geol.-

że północne dyluwium zaściela płaskie dno szerokiej, starej doliny (fig. 2). Po osadzeniu się mieszanego dyluwium ożywiona chwilowo erozya potoka wcięła w gnajsach młodszą dolinkę, około 20 m głęboką, a kształtem przypominającą t. zw. „*Trog*“ niemieckich geografów.

Podobnego przykładu daremnie szukalibyśmy w karpackich dolinach, zajętych niegdyś przez języki północnych lodów. Tutaj mieszane żwiry sięgają aż do samego dna dolin, a jeżeli czasem pojawiają się ponad żwirowiskami rzeki na stromym stopniu fliszowych utworów, zazwyczaj zaledwie na parę metrów wysokim, to zdarza się to tylko po zewnętrznej stronie zakrętów, gdzie rzeka wżera się w swój brzeg wskutek bocznej erozyi [1]). Koło Zgłobic i Błonia mieszane żwiry pokrywają prawy stok doliny Dunajca ponad bardzo stromym, miej-



Skala pozioma 1 : 12500. Skala pionowa 1 : 1700.

Fig. 2. Przekrój doliny potoka Helle w Altwasser.

hydrogr. Beschr. d. Glatzer Neisse. Abhandl. kgl. Preuss. geol. Landesanst., N. F. 32, str. 65) przyjął dla Śląskiej Nisy, wydaje mi się znacznie przesadzonym.

[1]) Np. w dolinie Sanu u ujścia potoka z Kuńkowiec.

scami nawet pionowym stopniem utworów mioceńskich, którego wysokość waha się między 20 a 30 m. Pomimo stosunkowo tak znacznej wysokości mioceńskich ścianek, ponad któremi dopiero pojawiają się mieszane żwiry, nawet w tym wypadku nie można jeszcze przypuszczać postglacyalnego pogłębienia doliny (p. rozdz. 4).

Zjawisko, że u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat północne lody wysyłały długie języki w głąb dolin, nie jest odosobnionem. Z rozmieszczenia erratycznego materyału na mapie Hoheneggera [1]) widać doskonale, że lodowe języki wdzierały się w karpackie doliny Soły, Białej i Wisły. Potężny strumień lodu, który od Morawskiej Ostrawy wkroczył w szeroką dolinę Odry, predysponowaną z czasów mioceńskich, wysyłał długie odnogi w doliny śląsko-morawskich Karpat (Olszy, Ostrawicy i t. d.). Po przeciwnej stronie doliny Odry występowanie północnego materyału [2]) tak samo wskazuje, że i tutaj oddzielały się boczne języki od głównego strumienia lodu.

Pomimo pewnego pogłębienia dolin w postdyluwialnej dobie, nawet u brzegu Sudetów bardzo wyraźnie występuje dyfferencyacya krawędzi północnych lodów na języki lodowe i ich zależność od ówczesnej rzeźby. Tak np. w szerokiej i wygodnej dolinie Śląskiej Nisy język lodu osiągnął długość przeszło 20 km i dotarł aż w okolicę Kładzka (Glatz) [3]). Natomiast w krótkich i stromych dolinach, a raczej parowach, które wżarły się w wschodni stok Gór Sowich (Eulengebirge), mogły się zmieścić zaledwie bardzo małe języki lodu, co najwięcej na $1^1/_2$ km długie [4]).

Wysokość, do jakiej sięga północne dyluwium, jest bardzo zmienna [5]) i nie okazuje żadnej prawidłowości, która dałaby się uzasadnić. Wynika to całkiem jasno ze sposobu wdzierania się północnych lodów w głąb pasm górskich, które stanęły w drodze ich pochodowi [6]). Hipsometryczne położenie ostatnich śladów erratycznych zależy jedynie od tego, jaka droga otwierała się językom lodu w istniejących już dolinach i jak daleko mogły w nich te języki dotrzeć wbrew ogólnemu pochyleniu terenu. Według wszel-

---

[1]) Hohenegger, Geognost. Karte der Nordkarpathen. Gotha 1861. — Tak samo z uwag Dra Remeša o mieszanem dyluwium w dolinach Odry i jej karpackich dopływów jasno wynika, że północne lody wkroczyły dolinami. Ob. Centralblatt für Mineralogie, 1903, str. 561 i 562.

[2]) Camerlander, Reisebericht aus dem Randgebiete des Culm südlich von Troppau. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 1887, str. 270. — Hilber, Geol. Aufn. zwischen Troppau und Skawina. Ibid., 1884, str. 350.

[3]) Por. Dathe, Erläut. zur geol. Karte von Preussen. Lief. 115, Blatt Neurode, str. 127 i n.

[4]) Por. rozmieszczenie mieszanego dyluwium na mapie: Geol. Karte von Preussen. Lief. 115, Blatt Langenbielau.

[5]) Por. Partsch, Schlesien, t. 1, str. 162.

[6]) Por. także Łoziński, Quartärstudien, str. 395.

kiego prawdopodobieństwa języki lodu w każdej z dolin natrafiały na odmienne warunki rozprzestrzeniania się, a stąd też i górna granica północnego materyału okazuje zmienność, której nie można ująć w jakieś prawidło.

Takie pojmowanie rozprzestrzeniania się języków lodowych i ich najdalszych śladów wyjaśnia zagadkę, dlaczego szeroki strumień lodu w dolinie Odry nie zdołał przekroczyć Bramy Morawskiej. Jakkolwiek dział wód nie tworzył tutaj znaczniejszej przeszkody orograficznej, zawsze jednak jego stok przedstawiał większy opór do pokonania, aniżeli spadek bocznych dolin Odry [1]). Dlatego też napływ lodów w dolinę Odry, zamiast wdzierać się na nizki dział wód, wybrał wygodniejszą drogę w bocznych dolinach. Jedna z takich bocznych wypustek strumienia lodu w dolinie Odry dotarła doliną małego potoku aż do Heinzendorfu, gdzie Camerlander [2]) znalazł północny materyał w odległości około 5 km od Bramy Morawskiej.

4. Rozszerzanie się lodów na stokach głównych dolin karpackich.

Języki lodu, wkraczające w głąb karpackich dolin, trzymały się głównie dna dolin, a rzadko rozszerzały się także na stokach większymi płatami. Ślady rozszerzania się lodów na stoku doliny w takich rozmiarach, jak na lewym stoku doliny Sanu [3]), znachodzimy na prawem zboczu doliny Dunajca w Zgłobicach i w Błoniu.

Żwiry, które koło Zgłobic i Błonia pokrywają młodszy miocen, a które Dr. Grzybowski niesłusznie uważał za stare żwirowiska Dunajca [4]), są w rzeczywistości typowymi żwirami mieszanymi glacyalnego pochodzenia. Ich skład i ustrój widać najlepiej w małej odkrywce, którą Dr. Grzybowski dokładnie wskazał. Głównym składnikiem mieszanego żwiru są otoczaki skał karpackich, wśród których tatrzańskie granity mają liczebną przewagę nad fliszowymi utworami. Karpacki materyał jest doskonale przez wodę bieżącą otoczony i pochodzi z preglacyalnych żwirów Dunajca, porwanych przez lody i zmieszanych z denną moreną. Udział północnego materyału jest stosunkowo znaczny. Okruchy krystalicznych skał skandynawskiego pochodzenia, wśród których znaleźć można typy, bar-

---

[1]) Jeżeli petrograficzny charakter podłoża ma ujemny wpływ na rozprzestrzenianie się lodów (p. str. 16 i 17), to nie bez znaczenia jest także fakt, że dolinę Odry wyściełają mało zwięzłe utwory mioceńskie, z których składa się również sam dział wód.

[2]) Camerlander, Geol. Aufnahmen in den mähr.-schles. Sudeten. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 40, str. 213 i n.

[3]) Łoziński, Quartärstudien, str. 394 i 395.

[4]) Atlas geol. Gal., zesz. 14, str. 13.

dzo częste w całem podkarpackiem dyluwium mieszanem, są kanciaste lub tylko na krawędziach otarte i dochodzą wielkości pięści. Oprócz krystalicznych skał skandynawskich znachodzą się w żwirach krzemienie z bałtyckiej kredy z odciskami skorup *Pecten*'ów. Zwiry są chaotycznie ułożone wśród masy przeważnie piaszczystej i przedstawiają pierwotną morenę denną.

Prawy brzeg Dunajca poniżej Błonia tworzą strome, miejscami nawet pionowe ściany mioceńskich utworów, dochodzące do 30 m wysokości. Ponad temi ścianami stok doliny staje się bardzo łagodnym, a wskutek tego, gdy się patrzy na nie z pewnej odległości, robią wrażenie krawędzi wysokiej terasy o lekko nachylonej powierzchni. Pomiędzy ścianami mioceńskich utworów wżarły się w stok doliny Dunajca krótkie, strome parowy. Mieszane żwiry pokrywają zarówno stoki parowów, jak i łagodne zbocza ponad stromemi ścianami mioceńskiemi. W wspomnianej odkrywce mieszane żwiry okazują miąższość. dochodzącą do 6 m i tylko w jednem miejscu są przykryte cienkim płatkiem szaro-żółtej gliny. Zresztą wszędzie między Zgłobicami a Błoniem mieszane żwiry tworzą cienką warstwę i pojawiają na ornych polach, nie pokryte żadnym młodszym utworem.

Występowanie mieszanych żwirów ponad ścianami mioceńskiemi nie może jeszcze służyć za dowód postglacyalnego pogłębienia doliny Dunajca. Jak świadczy pojawianie się mieszanych żwirów na dnie bocznych dolin Dunajca (np. w Siemiechowie). jego dolny poziom erozyi od czasu inwazyi północnych lodów nie doznał najmniejszego pionowego przesunięcia. Bez wątpienia Dunajec, podmywając swój prawy brzeg poniżej Błonia, wskutek bocznej erozyi w postglacyalnej dobie, zaostrzył stromy stopień mioceńskich utworów, ponad którym znachodzi się powłoka mieszanych żwirów. Zawsze jednak rzeźba zbocza doliny Dunajca była już gotowa w chwili wkroczenia północnych lodów. Boczne wypustki języka lodu, posuwającego się doliną Dunajca. wciskały się w głąb parowów, podobnie jak w parowie Kruhela Małego koło Przemyśla. Tutaj jednak z wnętrza parowów lody rozszerzyły się także po łagodnych zboczach doliny Dunajca, ponad ścianami mioceńskich utworów. Takie rozszerzenie się dyluwialnych lodów północnych na prawym stoku doliny Dunajca koło Zgłobic i Błonia zupełnie przypomina niektóre okolice antarktyczne, gdzie strumienie lodu, zesuwające się dolinami, rozszerzają się (*„hinaufkriechen“*, jak się O. Nordenskjöld wyraża) także po ich stokach i tylko najbardziej strome pochyłości są nagie [1]).

---

[1]) O. Nordenskjöld, Ueber die Natur der Polarländer. Geograph. Zeitschr., t. 13, str. 616.

5. Długość języków lodowych w dolinach karpackich.

Badanie zasięgu mieszanego dyluwium w dolinach karpackich okazało, że w wielu wypadkach należy granicę północnego materyału przesunąć dalej ku południu, aniżeli dotąd przyjmowano. Następujące zestawienie podaje najdalsze miejsca występowania północnego materyału, jakie znalazłem w głównych dolinach karpackich.

a) W dolinie Sanu: okolica Wapowiec [1]).

b) W dolinie Wisłoka: okolica Dobrzechowa. W żwirach aluwialnej terasy i w młodych żwirowiskach północny materyał znachodzi się obficie i być może, że sięga jeszcze dalej w górę Wisłoka.

c) W dolinie Wisłoki: okolica Wróblowej. Koło przejazdu przez rzekę północny materyał pojawia się wśród żwirów aluwialnej terasy. Dwa niewielkie głazy erratyczne skandynawskich skał krystalicznych między Bieździedzią a Bieździatką świadczą, że wypustka lodu sięgnęła z doliny Wisłoki doliną jej małego dopływu od Kołaczyc aż po Bieździatkę.

d) W dolinie Białej: Bogoniowice [2]). Tuż przed Bogoniowicami, gdy się dojeżdża od Gromnika, widać na prawo od gościńca mieszany żwir, zawierający okruchy północnych skał krystalicznych, z których największy dochodzi do 0·05 m³ objętości. Pokład mieszanego żwiru jest na 1—2 m gruby, a z pod niego przezierają liściaste łupki menilitowe. W dolinie potoka, uchodzącego do Białej naprzeciw Gromnika, erratyczny materyał sięga poza Golankę i znachodzi się jeszcze w Rzepienniku Marciszewskim.

e) W dolinie Dunajca: okolica Czchowa (według Uhliga [3]).

f) W dolinie Raby: poniżej Dobczyc. W Skrzynce, w żwirowiskach potoka, płynącego z Wiśniowej, znachodzą się małe i większe okruchy północnych skał krystalicznych. Natomiast w żwirowiskach Raby w Dobczycach niema już północnego materyału [4]).

Obliczając na podstawie powyższego wykazu najdalszych punktów występowania północnego materyału długość języków lodu, mierzoną środkiem dna doliny, otrzymamy następujące liczby:

---

[1]) Łoziński, Quartärstudien. str. 39 ?.

[2]) Alth wymieniał okolicę Gromnika i Golankę, jako najdalsze punkty z północnym materyałem. Por. Alth, Stosunki topogr.-geol. kolei Tarnowsko-Leluchowskiej. Sprawozd. Kom. fizyograf., t. 11, str. (228) i (229).

[3]) Uhlig, Ergebn. geol. Aufn. in den westgaliz. Karpathen I. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 38, str. 253

[4]) Góra zamkowa w Dobczycach, gdzie Tietze chyba przez omyłkę zaznaczył erratyczne ślady (Geol. Karte der Umgebung von Krakau, Blatt IV), jest zbudowana z piaskowca ciężkowickiego, który tu i owdzie przeziera z pod cienkiej powłoki własnych produktów zwietrzenia.

Dolina Sanu	11 km
Dolina Wisłoka	33 km
Dolina Wisłoki	27 km
Dolina Białej	30 km
Dolina Dunajca	25 km
Dolina Raby	17 km

Na widok tych liczb nasuwa się pytanie, od czego zależała długość języków lodu, wkraczających w głąb dolin karpackich. Trudno dopatrzeć się jakiegoś związku z ukształtowaniem dolin, gdyż ani ilość zakrętów, ani nagłe zwężenia nie stawiały przeszkód wkraczaniu. W niektórych wypadkach, jak np. w dolinie Sanu [1]) lub Dunajca, kres erratycznych śladów przypada właśnie tuż poniżej znacznych zwężeń, które mogły zamknąć językom lodu dalszą drogę w górę doliny. Z drugiej strony jednak można przytoczyć jeszcze więcej przykładów, że języki lodu przebyły wcale długie i bardzo silne zwężenia dolin w obrębie potężnych kompleksów ciężkowickiego piaskowca [2]). Zdołały się przecisnąć nietylko w tem miejscu doliny Wisłoki, gdzie jej szerokość poniżej Kamienicy Dolnej zmniejsza się nagle do mniej więcej 350 m, ale nawet w dolinie Wisłoka koło Żarnowej, która tutaj zwęża się aż do 150 m, tworząc najciaśniejszą wogóle partyę, jaką można zauważyć w głównych dolinach brzeżnych pasm karpackich. Tak samo pomimo znacznego ścieśnienia się doliny Białej powyżej Gromnika język lodu mógł dotrzeć aż do Bogoniowic.

W ostatnich czasach J. G. Andersson poruszył kwestyę zależności pokrywy lodowej od petrograficznego charakteru podłoża [3]). Czy wogóle i dlaczego na powierzchni mniej zwięzłych skał śnieg trudniej się skupia w pokrywę lodową, aniżeli na twardszem podłożu, ta kwestya jest dla naszych problemów zupełnie obojętną, skoro zajmujemy się brzeżną strefą północnego dyluwium, która uległa nie miejscowemu zlodowaceniu, ale napływowi lodów z odległego środowiska w północnej Europie. Bardzo ważnym natomiast jest fakt, przypomniany przez J. G. Anderssona, że właśnie w tych dolinach Szpicbergu, które znachodzą się wśród mało zwięzłych łupków lub piaskowców, brak strumieni lodu, spływających z rozległej pokrywy lodowej we wnętrzu ku wybrzeżom. Jak wiadomo, zwiększanie się zawartości pokruszonego materyału skalnego utrudnia ruch lodu i zmniejsza jego szybkość [4]). Można zatem z całem

[1]) Łoziński, Quartärstudien, str. 392.

[2]) Podobnie też język lodu, wkraczający w dolinę Śląskiej Nisy, przecisnął się przez jej zwężenie koło Byrda (Wartha), zaledwie na $^1/_2$ km szerokie. Por. Dathe, Das Vordringen des nord. Inlandeises in die Grafschaft Glatz. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., t. 52, Verhandl. str. 70.

[3]) loc. cit., str. 23—24 i uw. 1.

[4]) Drygalski, Grönland-Expedition, t. 1, str. 521.

prawdopodobieństwem przypuszczać, że lód, posuwając się po mniej zwięzłem podłożu, natrafia na większy opór. ponieważ łatwiej i prędzej może się mieszać z okruchami skał. Być może. że język lodu w dolinie Sanu był dlatego najkrótszym, ponieważ jej budowa w obrębie zasięgu północnego dyluwium okazuje przeważnie ilaste lub marglowe utwory fliszowe. a twardsze piaskowce ograniczają się tylko do cienkich wkładek. W innych zaś dolinach, których przekroje odznaczają się dużym udziałem grubych, jednolitych kompleksów odpornego piaskowca ciężkowickiego, języki lodu osiągnęły znacznie większą długość. Jeżeli zmienność petrograficznego charakteru fliszowych utworów miała jakiś wpływ na rozszerzanie się lodów w brzeżnych Karpatach, to wpływ ten mógł być tylko pośrednim. gdyż działaniu posuwających się lodów uległy nie same skały, ale ich produkty zwietrzenia, nagromadzone w głębi dolin (p. str. 28 i 29). Wobec tego utwory mniej zwięzłe mogły tylko o tyle utrudniać posuwanie się lodu, że w ich obrębie preglacyalne produkty zwietrzenia były drobniejsze i obfitsze. aniżeli np. wśród piaskowca ciężkowickiego.

Ażeby rozmaitość, jaką widać w długości języków lodu, zupełnie wyjaśnić, należałoby wpierw rozstrzygnąć, czy napływ lodu do każdej z głównych dolin był ilościowo jednakowy. Ta zaś kwestya uchyla się z pod wszelkiej kontroli. W każdym razie podnieść wypada względnie niewielką długość języków lodu w dolinach Sanu i Raby, których wyloty nie są skierowane wprost ku północy, jak u innych dolin głównych. Pierwsza z nich opuszcza Karpaty w kierunku mniej więcej równoleżnikowym, a więc niemal prostopadle do kierunku posuwania się głównej masy lodów wzdłuż karpackiego brzegu od Przemyśla ku południu [1]), dolina Raby zaś skośnie przecina brzeżne Karpaty i wylotem swym otwiera się ku NE.

6. Grubość i czas zatrzymania się północnych lodów u karpackiego brzegu.

Znaczna wysokość, do jakiej zdołały się wznieść języki lodu w górę dolin i pozostawić erratyczne ślady, była powodem przesadzonych przypuszczeń o grubości północnych lodów u brzegu Karpat i Sudetów. Uhlig wyobrażał sobie brzeżne pasma karpackie niemal zupełnie pokryte przez lody [2]). Dathe błędnie przypuszczał, że lody podlegały hydrostatycznemu prawu równego poziomu, że zatem górna granica języków lodu w dolinach sudeckich zależała

[1]) Por. mapkę w mojej rozprawie: Quartärstudien, str. 391.

[2]) Uhlig, Ergebn. geol. Aufn. in den westgaliz. Karpathen I. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 38, str. 254.

od grubości północnych lodów u brzegu Sudetów, gdzie ich jednolita masa rozszczepiała się na języki [1]. Na tej podstawie oceniał grubość północnych lodów, przypierających do brzegu Sudetów, na 250—400 m [2]. Gdy jednak Drygalski wykazał, że wznoszenie się lodu po pochyłościach w strefie brzeżnej stosuje się nie do równego poziomu, ale do rozkładu ciśnienia wewnątrz lodów [3], wobec tego hipsometryczne rozmieszczenie najdalszych śladów erratycznych nie może dać żadnych pewnych wskazówek co do grubości lodów przed wejściem do dolin.

W czasie największego rozpostarcia się dyluwialnej pokrywy lodowej, grubość jej ponad niżem galicyjskim prawdopodobnie nie wynosiła więcej, aniżeli 200—300 m. Na podstawie badań nad lodami grenlandzkimi [4] i antarktycznymi (w Kraju Wiktoryi) [5] przypuszczać należy, że grubość lodowej pokrywy nad niżem nie okazywała większych różnic, a dopiero ku brzegowi Karpat stosunkowo szybko malała. Wszystko przemawia za tem, że czoło lodów, które przypierało do karpackiego brzegu, było już tylko co najwięcej na 50 m grube. Prawdopodobnie jednak grubość czoła lodów nie była wzdłuż całego brzegu Karpat jednakową, ale okazywała pewne różnice. Przedewszystkiem w pobliżu wylotów dolin grubość musiała się zmniejszać, tutaj bowiem lody nie spiętrzały się o brzeg karpacki, ale miały otwartą dalszą drogę ku południu i wysyłały w górę dolin długie języki.

Nachylenie powierzchni północnych lodów ku brzegowi karpackiemu można tylko z bardzo dalekiem przybliżeniem osądzić. U zachodniego brzegu grenlandzkich lodów nachylenie powierzchni wynosi 27, u wschodniego zaś 41 pro mille. Dla brzegu dyluwialnych lodów w Stanach Zjednoczonych (Wisconsin) wyliczono znacznie większe nachylenie powierzchni, a mianowicie 60 pro mille [6]. Skoro brzeg karpacki wobec inwazyi dyluwialnych lodów znachodził się w analogicznych warunkach, co obecnie zachodnia Grenlandya (p. str. 9), wypadałoby oprzeć się na tym samym przy-

[1] Ten sam błąd i ja popełniłem, gdy z hipsometrycznego rozmieszczenia mieszanego dyluwium w dolinie Sanu sądziłem, że lody przed wejściem do niej musiały być na przeszło 100 m grube (Quartärstudien, str. 394 i 397).

[2] Dathe, Das Vordringen des nord. Inlandeises in die Grafschaft Glatz. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., t. 52, Verh. str. 70. Erläut. zur geol. Karte von Preussen, Lief. 115. Blatt Langenbielau, str. 122.

[3] Drygalski, Die Eisbewegung. Peterm. Mitteil., t. 44, str. 62. Grönland-Expedition, t. 1, str. 513.

[4] Chamberlin-Salisbury, Geology, t. 3, str. 356. Wissenschaftliche Ergebnisse von Nansens Durchquerung von Grönland. Peterm. Mitteil., Ergänz.-Heft Nr. 105, str. 72.

[5] Philippi, Über die Landeis-Beobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, t. 2, str. 2. Nordenskjöld, loc. cit., str. 618.

[6] Chamberlin-Salisbury, Geology, t. 3, str. 357 i 358.

kładzie i przyjąć podobne nachylenie powierzchni dyluwialnych lodów u brzegu Karpat, t. j. mniej więcej 25—30 pro mille. Zdaje się jednak, że nachylenie powierzchni było większem, a to dzięki czysto południowej ekspozycyi przykarpackiego brzegu północnych lodów. Przemawia za tem spostrzeżenie Gilberta, że u wachlarzowato rozszerzających się kończyn lodowców w Alaszce południowa ekspozycya do pewnego stopnia wpływa na zwiększenie się spadku ich powierzchni [1]). Powyżej przyjętą wartość około 25—30 pro mille należy zatem uważać za minimalną. Zresztą nawet takie nachylenie zupełnie wystarczało, aby grubość pokrywy lodowej, dochodząca u samego brzegu Karpat co najwięcej do 50 m, już o 10 km dalej ku północy wzrastała do wymiaru, który dla niżu może uchodzić za maksymalny (250—300 m).

W porównaniu z czołem północnych lodów u brzegu Karpat ich języki wewnątrz karpackich dolin posiadały jeszcze mniejszą grubość. W okolicy Przemyśla wyniosłość na NW od Ostrowa (256 m) sterczała ponad powierz-

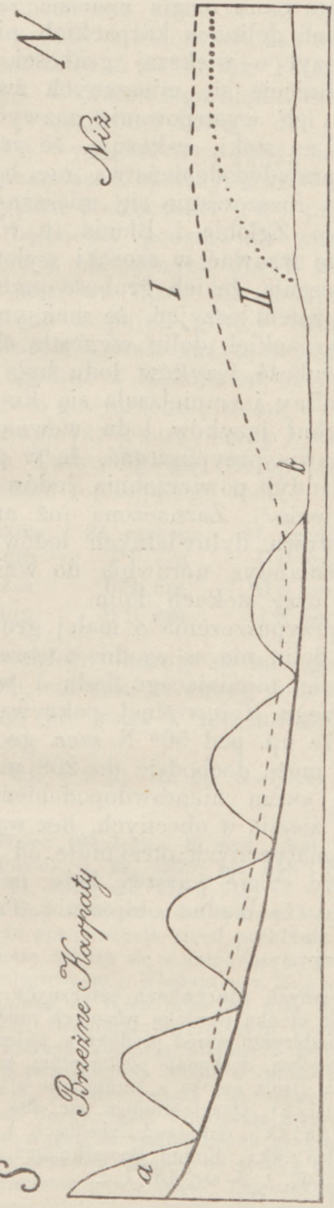


Fig. 3. Rekonstrukcya powierzchni północnych lodów (w przekroju) u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat.
a b, dno głównej doliny karpackiej,
I, powierzchnia lodów w czasie największego rozprzestrzenienia,
II, powierzchnia lodów w czasie zastoju, odpowiadającego powstaniu fluwioglacyalnej, podkarpackiej doliny Wisłoka.

[1]) Harriman Alaska Expedition, t. 3, str. 98 i 100.

chnią lodów jako nunatak [1]), z czego wynika, że grubość języka lodu w dolinie Sanu mogła wynosić zaledwie 10—25 m [2]). W innych głównych dolinach karpackich niema żadnego objawu, któryby świadczył o większej grubości języków lodu. Przeciwnie, słabsze rozwinięcie się mieszanych żwirów w porównaniu z doliną Sanu i ich występowanie zazwyczaj na dnie dolin, bez rozszerzania się na stoki, wskazują, że grubość języków lodu według wszelkiego prawdopodobieństwa nie była większą, niż w dolinie Sanu. Nawet rozszerzanie się mieszanych żwirów na stoku doliny Dunajca koło Zgłobic i Błonia (p. rozdz. 4), gdzie lody mogły swobodnie się wsuwać w szeroki wylot doliny, jeszcze nie skłania do przypuszczenia, że ich grubość przekraczała 30 m.

Można zatem przyjąć, że maksymalna grubość języków lodu wewnątrz karpackich dolin wynosiła około 25 m. W poprzecznym przekroju grubość języków lodu była prawdopodobnie największa w środku doliny i zmniejszała się ku obu brzegom. Zwypuklanie się powierzchni języków lodu wewnątrz karpackich dolin można na tej podstawie przypuszczać, że w pobliżu nunataków w zachodniej Grenlandyi powierzchnia lodów się obniża i tworzy dokoła nich zagłębienia [3]). Zaznaczona już analogia karpackiego brzegu podczas napływu dyluwialnych lodów północnych z dzisiejszą zachodnią Grenlandyą uprawnia do wniosku, że powierzchnia lodu obniżała się przy stokach dolin.

Moje przypuszczenia o małej grubości lodów u brzegu Karpat i wewnątrz dolin nie są zgodne z teoretycznymi wynikami Tutkowskiego o ilości topniejącego lodu i wynikającej stąd minimalnej grubości brzegu dyluwialnej pokrywy lodowej [4]). Obliczenie Tutkowskiego, że np. pod 50° N szer. geogr. grubość dziennie topniejącego lodu może dochodzić do 208 m (!) [5]), już na pierwszy rzut oka uderza swem nieprawdopodobieństwem, skoro przecież ilość ciepła, jaką ziemia w obecnych, bez wątpienia korzystniejszych warunkach klimatycznych otrzymuje od słońca na równiku, mogłaby w ciągu roku stopić warstwę lodu, na $65^1/_2$ m grubą [6]). Dziwić się tylko należy, że błędne obliczenia Tutkowskiego dostały się bez-

---

[1]) W licznych odkrywkach sztucznych koło cmentarza w Ostrowie, widać tylko flisz pod cienką powłoką własnych produktów zwietrzenia. Zupełny brak erratycznego materyału wśród produktów zwietrzenia powtarza się także na NW stoku tegoż wzgórza, doskonale odsłoniętym wskutek ciągłego podmywania przez San. Dopiero u ujścia potoka z Kuńkowiec zjawia się mieszany żwir.

[2]) Łoziński, Quartärstudien, str. 394 i mapka na str. 391.

[3]) Drygalski, Grönland-Expedition, t. 1. str. 509.

[4]) Tutkowski, Einige Bemerkungen über die Glazial-Epoche. Annuaire geol. de la Russie, t. 3, str. 151 i n.

[5]) Ibid. str. 154.

[6]) Hann, Lehrbuch der Meteorologie. 2. wyd. 1906, str. 24.

krytycznie do najpoważniejszych podręczników [1]). Przesadzone wyniki obliczeń Tutkowskiego pochodzą stąd, że w jego rachunku wzór A podaje ilość ciepła w dużych kaloryach, zaś wzór B w gramowych kaloryach [2]). Zamiast tedy A = B, jak Tutkowski przyjmuje, powinno być $A = \frac{B}{1000}$. Wskutek tego błędu wyniki obliczeń Tutkowskiego są 1000 razy przesadzone, a wzór dla grubości lodu dziennie topniejącego powinien wyglądać $h = \frac{27\,k}{46000}$ metrów, jeżeli, jak Tutkowski, podstawia się zamiast k spółczynniki Wienera w formie, jaką zwykle podają rosyjskie podręczniki [3]), t. j. przeliczone dla W = 1000. Gdy natomiast będziemy podstawiali wartości dla k z oryginalnych tablic Wienera [4]), obliczonych dla W = 1, w takim razie powinno być $h = \frac{27\,k}{46}$ metrów. Wzór ten podaje, jak gruba warstwa lodu mogłaby dziennie stopnieć, gdyby całkowita ilość ciepła, dostarczanego przez słońce, została zużytą wyłącznie na stopienie lodu. Przyjmując zaś zgodnie z Ekholmem, że promieniowanie słoneczne, pochłaniane przez powierzchnię ziemi, wynosi średnio $\frac{1}{3}$ stałej słonecznej (według Langleya) [5]), otrzymamy $h = \frac{9\,k}{46}$ metrów. Stąd wynikają zamiast liczb Tutkowskiego następujące wartości dla h, t. j. dla grubości dziennie topniejącego lodu.

	20. marca	21. czerwca	21. grudnia
70° N szer.	2·1 cm	7·1 cm	0·0 cm
60° N szer.	3·1 cm	6·9 cm	0·3 cm
50° N szer.	4·0 cm	6·9 cm	1·2 cm

Skoro obliczenia Tutkowskiego okazały się tak ogromnie przesadzonemi, to i wysnuty z nich wniosek, że brzeg pokrywy lodowej odbywał oscyllacye ze zmianą pór roku [6]), nie ma najmniejszego

---

[1]) Lethaea geognostica. Cz. III, t. 2 (1), str. 46. Geinitz, Die Eiszeit, str. 11.

[2]) Loc. cit., str. 153 i 154.

[3]) Np. por. Muszkietow, Fizicz. Gieołogija. 2. wyd. 1906 T. 2, str. 17.

[4]) Zeitschr. f. Mathem. und Physik, t. 22, 1877, str. 346 i 347. Zeitschr. der oesterr. Ges. f. Meteorologie, t. 14, 1879, str. 118 i 119.

[5]) Ekholm, Ueber Emission und Absorption der Wärme. Meteor. Zeitschr. t. 19, 1902, str. 3. Przypuszczenie, że powierzchnia ziemi pochłania $^{1}/_{3}$ ilości ciepła, otrzymywanej od słońca, doskonale zgadza się z najnowszymi pomiarami promieniowania w c. k. Zakładzie Meteorologicznym w Wiedniu (por. Krčmář-Schneider, Absol. Mess. d. nächtl. Ausstrahlung in Wien. Sitz.-Ber. kais. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., t. 116, II a, str. 579). Oceniając wyniki tych pomiarów z punktu widzenia Ekholma (loc. cit.), którego zdaniem atmosfera jest w wysokim stopniu diatermiczna — widzimy, że powierzchnia ziemi w czasie pomiarów oddawała atmosferze niemal dokładnie $^{2}/_{3}$ promieniowania słonecznego.

[6]) Loc. cit., str. 155. — Ogromne liczby, jakie Tutkowski otrzymał dla grubości dyluwialnej pokrywy lodowej w wyższych szerokościach geograficznych, polegają na błędnem założeniu, że cała pokrywa lodowa, od środka aż do brzegów, posiadała bardzo małe, ale stałe nachylenie powierzchni. Tymczasem nowsze badania każą przyjąć nachylenie powierzchni lodów większe wprawdzie, ale ograniczone tylko do brzeżnego pasu. Co do grubości dyluwialnych lodów na niżu nie-

uzasadnienia. Różnice bowiem w grubości lodu, topniejącego w różnych porach roku, okazują się tak małemi, iż niepodobna na ich podstawie przypuszczać jakichkolwiek „sezonowych“ oscyllacyj brzegu lodów. Opierając się na zmienności chyżości ruchu grenlandzkich lodów [1]), możnaby zresztą sądzić, że znaczniejsze topnienie w cieplejszej porze było skompenzowane większą chyżością, a zatem i obfitszym napływem lodów.

Liczby, które powyżej zestawiłem po sprostowaniu błędów w obliczeniach Tutkowskiego, podają grubość warstwy lodu, jaka mogłaby stopnieć w dzisiejszych warunkach klimatycznych. Zaś w czasie dyluwialnej epoki lodowej teoretyczna grubość topniejącego lodu musiała być jeszcze mniejszą, ponieważ wskutek zmniejszenia się ilości bezwodnika węglowego w atmosferze, promieniowanie ciepła z powierzchni ziemi było znacznie silniejsze. Nadto uwzględnić należy, że topniejące lody pokrywają się warstwą zawartego w nich materyału skalnego, która bardzo długo chroni lód przed stopieniem. Wystarczy przytoczyć gęsty i stary las, rosnący na martwym lodzie wzdłuż brzegu lodowca Malaspina w Alaszce. Zastrzeżenie to jest szczególnie ważne dla brzegu lodów, gdyż wiadomo, że sam brzeg grenlandzkich lodów, opadający wcale stromym stokiem, jest pokryty warstwą skalnego materyału [2]).

Fakt, że wkroczenie północnych lodów w brzeżne Karpaty — oprócz erratycznego materyału w mieszanych żwirach, pokrywających cienką warstwą głównie dna dolin — nie pozostawiło żadnych zresztą, a zwłaszcza morfologicznych śladów, świadczy nietylko o małej grubości lodów, ale także o bardzo krótkiem zatrzymaniu się u karpackiego brzegu [3]). Jeżeli do rozpostarcia się dyluwialnych lodów z północy po niżu niemieckim wystarczały setki lat [4]), to czas, przez jaki zabawiły w brzeżnych Karpatach, można mierzyć zaledwie na dziesiątki lat. W geologicznem pojęciu czasu inwazya północnych lodów w obszar karpacki była zjawiskiem przemijającem, a nawet znikomem [5]).

Zanim brzeg dyluwialnej pokrywy lodowej doszedł do pierw-

---

mieckim, największe prawdopodobieństwo przyznać trzeba stosunkowo bardzo skromnemu obliczeniu Deeckego (Betrachtungen zum Probleme des Inlandeises. Zeitsch. deutsch. geol. Ges., t. 58, Monatsber. str. 6 i 7).

[1]) Heim, Handb. der Gletscherkunde. str. 178 i 179. Rink, Die dänischen Untersuchungen in Grönland. Peterm. Mitteil., t. 34, 1888, str. 68 i 69.

[2]) Por. A. E. Nordenskiöld, Grönland. Leipzig 1886, str. 173 i 188.

[3]) Brak morfologicznie wyraźnych moren u południowej granicy dyluwialnej pokrywy lodowej Nikitin (loc. cit., str. 26) przypisuje po części temu, że lody u najdalszych granic swego rozpostarcia krótko trwały.

[4]) Deecke, loc. cit., str. 8.

[5]) Geinitz (Wesen und Ursache der Eiszeit. Arch. d. Naturgesch. Mecklenb., t. 59, 1905, str. 25) również doszedł do wniosku, że północne lody u swych najdalszych granic musiały krótko trwać.

szych wyniosłości karpackich i zaczął się rozszczepiać na języki, posuwał się z chyżością w każdym razie mniejszą, aniżeli wewnątrz karpackich dolin. Natomiast wkroczenie długich i rozgałęzionych języków lodu w karpackie doliny odbywało się z znacznie większą chyżością i wymagało znacznie krótszego czasu, gdyż przy wciskaniu językowatych wypustek rozległej pokrywy lodowej w doliny, ruch lodu musiał doznać znacznego przyspieszenia wskutek gwałtownego zwężania się poprzecznego przekroju. Z jaką chyżością języki lodu wciskały się w karpackie doliny, można z pewnem przybliżeniem obliczyć.

Wyobraźmy sobie język pokrywy lodowej, którego długość niech będzie L, średnia szerokość D, a grubość H metrów. Jeżeli przypuścimy, że pionowy wymiar ablacyi na powierzchni języka lodu wynosił w ciągu roku 4·5 m, t. j. dwa razy tyle, co obecnie w Grenlandyi [1]), to otrzymamy objętość rocznego ubytku lodu

$$V_1 = 4{\cdot}5 \times L \times D \text{ m}^3.$$

Objętość zaś rocznego dopływu lodu równała się poprzecznemu przekrojowi języka, pomnożonemu przez chyżość ruchu lodu C, wyrażoną w metrach rocznie, a więc

$$V_2 = C \times D \times H \text{ m}^3.$$

Zależnie od tego, czy czoło języka lodu się posuwa, czy też jest w zastoju, musi być

$$V_2 \geqq V_1$$

a stąd

$$C \geqq 4{\cdot}5 \frac{L}{H} \text{ metrów rocznie.}$$

Podstawiając zamiast L długość języków lodu (p. str. 16) i przyjmując, że ich grubość (H) wynosiła średnio 25 m, otrzymamy dla C następujące wartości, które podają minimalną chyżość ruchu lodu, konieczną dla istnienia języków w czasie ich największego rozprzestrzenienia.

	długość języka lodu (km)	minimalna chyżość ruchu lodu u wejścia do doliny (m dziennie)
Dolina Sanu	11	5·4
„ Wisłoka	33	16·3
„ Wisłoki	27	13·3
„ Białej	30	14·8
„ Dunajca	25	12·3
„ Raby	17	8·4

[1]) Do 2·25 m rocznie według pomiarów Drygalskiego. Ob. Muszkietow, Fizicz. Gieołogija. 2. wyd. 1906. T. 2, str. 743.

Powyższe liczby dają tylko przybliżone wyobrażenie o chyżości ruchu lodów u wejścia do karpackich dolin, gdyż opierają się na założeniu, że szerokość języków lodu była jednakową [1]). W rzeczywistości jednak szerokość musiała być zmienną, ponieważ stosowała się do rozszerzeń i zwężeń, z jakich składa się każda dolina karpacka. Na przykładzie doliny Sanu można obliczyć chyżość ruchu lodu z daleko większem prawdopodobieństwem. Powierzchnia języka lodu w dolinie Sanu od Przemyśla w górę, zmierzona planimetrem na mapie [2]), obejmowała 14·8 km^2, a stąd wynika objętość rocznego ubytku lodu

$$V_1 = 4{\cdot}5 \times 14{\cdot}8 \times 10^6 \text{ m}^3$$

Ponieważ dolina Sanu koło Przemyśla jest na 600 m szeroka, a jako średnią grubość lodu przyjęliśmy 25 m, przeto objętość rocznego dopływu lodu wynosiła

$$V_2 = 25 \times 600 \times C \text{ m}^3.$$

Stąd otrzymamy taką samą drogą, co poprzednio, *12·2 m dziennie*, jako minimalną chyżość ruchu lodu u wejścia do doliny Sanu koło Przemyśla.

W porównaniu z chyżością lodu, jaką przedtem otrzymaliśmy dla doliny Sanu (5·4 m dziennie), różnica jest bardzo znaczna. Jeżeliby jednak powtórzyło się takie dokładne obliczenie dla każdej z głównych dolin zachodnio-galicyjskich Karpat, to wypadłyby niezawodnie o wiele mniejsze różnice, ponieważ wszystkie inne doliny mają znacznie szersze wyloty, niż dolina Sanu, wyjątkowo wązka u ujścia z Karpat koło Przemyśla. Wskutek tego u wejścia do innych głównych dolin języki lodu miały poprzeczny przekrój znacznie szerszy, a proporcyonalnie do tego ich chyżość była mniejszą i zapewne nie tak bardzo odbiegała od zestawionych powyżej wyników.

Chyżość ruchu lodów u wejścia do karpackich dolin, na pozór bardzo znaczna, przecież była jeszcze o wiele mniejszą od największych chyżości, jakie stwierdzono na strumieniach lodu, zesuwających się z lodowej pokrywy wewnątrz Grenlandyi ku brzegom [3]). Mniejszą chyżość dyluwialnych języków lodu w karpackich dolinach w porównaniu z dzisiejszymi strumieniami lodu w Grenlandyi przypisać należy przedewszystkiem temu, że wkraczając w głąb doliny, posuwały się wbrew ich spadkowi. Oprócz tego obfite mieszanie się lodów z preglacyalnymi żwirami w wylotach

[1]) Pominięcie wypustek języków lodu w bocznych dolinach nie powoduje większego błędu.

[2]) Łoziński, Quartärstudien, str. 391.

[3]) Por. Heim, Handb. d. Gletscherkunde, str. 145. Rink, loc. cit., str. 70.

dolin karpackich musiało także spowodować pewne zmniejszenie się chyżości.

Chociażby nawet wypadło wyniki obliczenia chyżości języków lodu znacznie zredukować, zawsze jednak rozprzestrzenienie się północnych lodów w brzeżnych Karpatach odbyło się w bardzo krótkim czasie. U najdalszych granic erratycznego materyału w karpackich dolinach czoła języków lodu dłużej się nie zatrzymały, gdyż nie pozostały po nich żadne morfologiczne ślady jakby krańcowe moreny, usypane z glacyalnego materyału. Miejsca, gdzie znachodziły się czoła języków lodu w karpackich dolinach podczas największego rozprzestrzenienia, nie zaznaczają się nawet najdrobniejszym szczegółem morfologicznym i można je w przybliżeniu wyznaczyć jedynie na podstawie rozmieszczenia północnego materyału.

Co trwało stosunkowo dłużej, czy rozszerzanie się, czy też znikanie lodów — zdania są podzielone. Jedni przypuszczają, że ustąpienie lodów w porównaniu z rozszerzeniem się wymagało krótszego czasu [1]). Słuszniejszym jednak wydaje mi się pogląd, że topnienie i znikanie trwało dłużej od rozszerzania się pokrywy lodowej [2]). Zgodnie z tem przypuścić można, że ustąpienie północnych lodów z karpackich dolin odbyło się w stosunkowo dłuższym czasie, niż wkroczenie. Przy topnieniu języki lodu musiały się pokryć ochronną warstwą okruchów skalnych i po części jako martwy lód oparły się dłużej zupełnemu stopieniu [3]) w miejscach, gdzie nie przeszkadzały temu wody, płynące z wnętrza Karpat. Wskutek stopnienia ostatnich partyi martwego lodu powierzchnia mieszanych żwirów stała się nierówną i powstały na niej małe zagłębienia, w których osadził się ił dyluwialny [4]). Chociaż martwy lód mógł dłużej się zachować, zawsze jednak czas, jaki upłynął od wkroczenia północnych lodów w obszar karpacki aż do zupełnego zniknięcia był bardzo krótki. W ogromnem skurczeniu się lodowców w otoczeniu Lodowcowej Zatoki (Glacier Bay) w Alaszce od końca XVIII wieku [5]) mamy najwymowniejszy dowód, jak wielkie zmiany mogą zajść wskutek cofnięcia się lodów w ciągu jednego zaledwie stulecia!

Poprzedzające obliczenia najlepiej okazały, że koniecznym warunkiem istnienia długich a cienkich języków lodu wewnątrz karpackich dolin była znaczna chyżość, a zatem obfity napływ lodów

---

[1]) Por. Holst, Hat es in Schweden mehr als eine Eiszeit gegeben? Berlin 1899, str. 38.

[2]) Deecke, loc. cit., str. 10 i 11. Tutkowski, loc. cit., str. 157.

[3]) Brak jakichkolwiek śladów działania obfitych wód, pochodzących z topnienia lodów, jest nietylko dalszym dowodem małej grubości języków lodu, ale zarazem świadczy, że ich topnienie odbywało się stosunkowo powoli.

[4]) Ob. Łoziński, Quartärstudien, str. 386.

[5]) Harriman Alaska Expedition, t. 3, str. 17 i 103.

Z chwilą zaś, gdy pionowy wymiar ablacyi powierzchni lodów się zwiększył, albo też napływ lodów zmalał, języki lodu zaczęły ustępować z karpackich dolin. Bez wątpienia ubytek w dopływie lodów z środowisk w północnej Europie najprędzej dał się uczuć brzeżnej strefie, która była najbardziej oddaloną od tych środowisk zlodowacenia. Gdy północne lody osiągnęły swe największe rozprzestrzenienie, zaczęło się u brzegu lodowej pokrywy panowanie suchych wiatrów w myśl teoryi Tutkowskiego [1]). Ułożenie loessu na mieszanych żwirach świadczy, że bezpośrednio po zniknięciu północnych lodów panował u brzegu Karpat stepowy klimat. Może nawet szary ił dyluwialny tworzył się w części już z drobnego materyału, nawianego do kałuż na powierzchni mieszanych żwirów. Bezpośrednie następstwo utworów eolicznych na glacyalnych silnie przemawia za tem, że zapanowanie suchych wiatrów, których ujemny wpływ na pokrywę lodową stwierdzono w okolicach antarktycznych [2]), przyspieszyło zniknięcie północnych lodów u brzegu Karpat. Przy brzegu karpackim lody posiadały małą miąższość, a dzięki temu stosunkowo szybko stąd ustąpiły wskutek topnienia i suchych wiatrów. Dopiero w odległości kilku km od karpackiego brzegu, gdzie lody stopniowo osiągały znaczniejszą grubość (p. fig. 3), pojawiają się oznaki dłuższego zastoju cofającej się krawędzi pokrywy lodowej [3]).

Jak krótko trwały północne lody u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat w porównaniu z okolicami, dalej ku północy położonemi, o tem najlepsze wyobrażenie da dołączony schemat. W Skandynawii epoka lodowa trwała o wiele dłużej, aniżeli na niżu niemieckim, dokąd północne lody dopiero po upływie pewnego czasu mogły się posunąć z środowisk zlodowacenia i gdzie następnie znacznie prędzej stopniały. Jeszcze krócej trwała pokrywa lodowa na niżu galicyjskim, a wkroczenie północnych lodów w brzeżne Karpaty było zjawiskiem wprost przemijającem, które właściwie należy pojmować jako jednę oscyllacyę brzegu pokrywy lodowej.

Schemat nasz okazuje zarazem, jak względnem jest w rozmaitych szerokościach geograficznych chronologiczne znaczenie „lodowej“ epoki [4]) jako czasu pokrycia powierzchni ziemi przez północne lody i glacyalnej akkumulacyi. Im dalej na południe, tem większą staje się różnica między „lodową“ a „dyluwialną“ epoką. Kiedy w północnej Europie lodowa epoka wypełnia całą dyluwialną epokę, u brzegu Karpat lodowa epoka była tylko epizodem, który

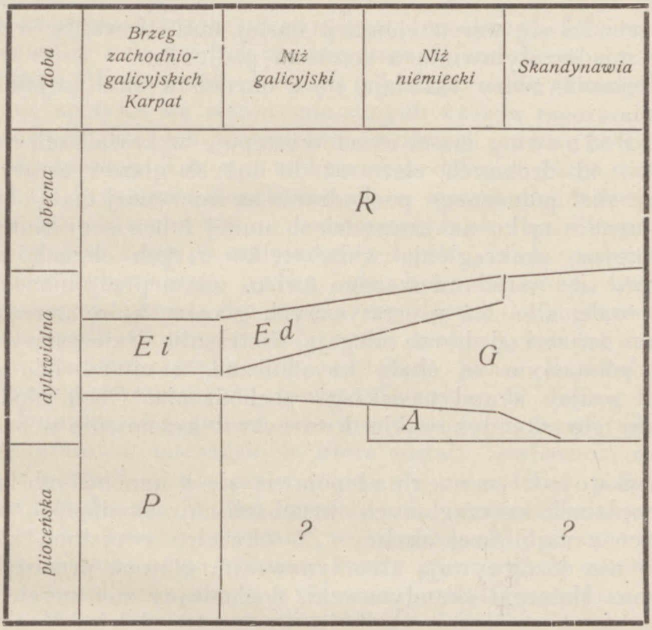
[1]) Geol. Centralblatt, t. 1, ref. 1283.

[2]) Philippi, loc. cit., str. 17.

[3]) Łoziński, Powstanie jeziorek dyluwialnych na niżu galicyjskim. Rozprawy Wydz. mat.-przyr. Akad. Um., t. 47 B, str. 356.

[4]) O wartości określeń czasu, odnoszących się do glacyalnych utworów, por. Geinitz, Die Eiszeit, str. 59. Wesen und Ursache der Eiszeit, str. 26.

ogranicza się zaledwie do małej części dyluwialnej epoki. Taksamo lokalnem jest chronologiczne znaczenie eolicznej fazy [1]), która rozwijała się w najściślejszej zależności od rozmiarów pokrywy lodowej. W czasie, gdy u cofającego się brzegu lodów rozszerzało się panowanie wiatrów, północna Europa znachodziła się jeszcze w lodowej epoce.



R, postglacyalne utwory aż do najmłodszych włącznie. — *E*, neodyluwialna faza eoliczna. — *i*, inflacya (loess). — *d*, deflacya (piaski, wydmy). — *G*, pokrycie przez północne lody. — *P*, preglacyalna faza erozyi w zachodnio-galicyjskich Karpatach. — *A*, morskie i lądowe utwory, znane pod nazwą „Altquartaer“ lub „Praoglacial“ (ob. Geinitz, Die Eiszeit, str. 59 i ns.).

7. Mieszane żwiry i erratyczne głazy. Dyluwialne iły.

Jedyną pozostałością po inwazyi północnych lodów jest cienka warstwa mieszanych żwirów, które osadziły się z dennej moreny. Mieszane żwiry są najczęściej ułożone wśród masy żółtawej lub

---

[1]) Dla uproszczenia schematu nie wdaję się tutaj w dyskusyę hipotezy A. Schulza (1904), według której w środkowej Europie po maximum zlodowacenia nastąpiły naprzemian po sobie dwie fazy suchego klimatu i dwie fazy wilgotnego klimatu. Zob. Aug. Schulz, Das Schicksal der Alpen-Vergletscherung

rdzawej, gliniasto-piasczystej, niekiedy przesiąkniętej martwicą wapienną [1]). Wzajemny stosunek cząstek gliniastych i piasczystych nie jest stały; częściej przeważa piasczysty materyał i dlatego też mieszane żwiry są zazwyczaj utworem przenikliwym dla wody. Gdzie lód posuwał się po ilastych utworach, jak np. na dolnooligoceńskich łupkach w Kruhelu Małym koło Przemyśla, albo na karbońskich iłach koło Waldenburga, najniższa część mieszanych żwirów znachodzi się wśród ciemnej, ilastej masy i wtedy brak ostrej granicy między dyluwium a starszem podłożem.

Mieszane żwiry składają się z okruchów skał trojakiego pochodzenia.

1. Północny materyał występuje w kawałkach rozmaitej wielkości, od drobnych ziarn aż do dużych głazów erratycznych. Okruchy skał północnego pochodzenia są zazwyczaj mało obrobione, nieregularne i tylko na krawędziach mniej lub więcej zaokrąglone. Dokładniejsze zaokrąglenie widać tylko u tych okruchów, które znachodzą się wśród mieszanego żwiru, silnie przerobionego przez bieżącą wodę, albo też u erratycznych głazów, które sterczą na powierzchni żwiru i od dawna ulegają wietrzeniu. Najczęstszym materyałem północnym są skały krystaliczne, a mianowicie granity, porfiry i gnajsy skandynawskiego pochodzenia. Obok nich często pojawiają się skandynawskie kwarcyty i krzemienie z bałtyckiej kredy.

2. Swojski materyał pojawia się w kanciastych lub tylko na krawędziach zaokrąglonych okruchach najrozmaitszych utworów fliszowych z najbliższej okolicy. Że okruchy swojskich skał rozmiarami nie dorównywają skandynawskim głazom, przyczyna tego jest jasna. Materyał skandynawski, dochodzący znacznych rozmiarów w głazach erratycznych, które przetrwały daleką drogę, pochodzi z okolic, gdzie lody intenzywnie niszczyły swe podłoże i mogły odrywać nawet większe bryły. W brzeżnej zaś strefie posuwające się lody nie działały na skalne podłoże, a okruchy miejscowych skał dostawały się do dennej moreny z pokruszonych produktów zwietrzenia [2]).

---

nach dem Höhepunkte der letzten Eiszeit. Centralbl. f. Mineral., 1904, str. 269 i ns. Die Wandlungen des Klimas. Zeitschr. f. Naturwiss., t. 77, 1904, str. 44 i ns. W każdym razie podkarpacki loess jest utworem tak jednolitym, że musiał powstać z nieprzerwanej akkumulacyi w ciągu jednej fazy eolicznej.

[1]) Łoziński, Ein merkwürdiges Vorkommen von Konglomerat in Żurawica. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 1907, str. 45.

[2]) Że w mieszanych żwirach doliny Sanu okruchy miejscowych skał nie dochodzą wielkości skandynawskich głazów, tłómaczyłem po części brakiem grubszych kompleksów twardych skał wśród tamiejszego fliszu (Quartärstudien, str. 385). Później jednak przekonałem się, że petrograficzny charakter podłoża nie ma wpływu na wielkość okruchów miejscowych skał, które nawet w obrębie ciężkowickiego piaskowca są mniejsze od skandynawskich głazów.

3. Preglacyalne, karpackie żwiry rzeczne są najobfitszym składnikiem mieszanych żwirów. Dawniej przypuszczano, że rzeczne otoczaki pochodzą z współudziału wód karpackich przy osadzaniu się mieszanych żwirów, albo też z późniejszego przerobienia przez bieżącą wodę [1]). Jednakowoż otoczaki rzeczne znachodzą się w przeważającej ilości nie tylko w mieszanych żwirach, po osadzeniu się przeławiconych przez bieżącą wodę, ale także w takich, których składniki okazują bezładne ugrupowanie, właściwe dennej morenie i w których płaskie otoczaki rzeczne są chaotycznie zoryentowane. W dolinach potoków, uchodzących do głównych dolin karpackich, spotyka się wśród mieszanych żwirów rzeczne otoczaki skał fliszowych, których pochodzenie stanowczo przeczy zawleczeniu przez wodę bieżącą. Tak np. w bocznych dolinach Sanu w najbliższej okolicy Przemyśla znachodzą się w mieszanych żwirach otoczaki karpackich rogowców, a tymczasem łupki menilitowe pojawiają się w górę Sanu po raz pierwszy dopiero daleko powyżej ostatnich śladów dyluwialnego języka lodu. Rogowce zatem, które San toczy z dalszych okolic, nie mogły się dostać do bocznych dolin wbrew ich spadkowi przy pomocy wody bieżącej, lecz jedynie przy pomocy rozgałęzień języka lodu w dolinie Sanu. Najbardziej jaskrawo występuje tosamo w obszarze Dunajca. W dolinie małego dopływu Dunajca w Siemiechowie mieszane żwiry zawierają wiele otoczaków granitów tatrzańskich, które zostały zawleczone z doliny Dunajca z pewnością nie przez wodę, ale przez lody, posuwające się wbrew spadkowi. Wobec powyższych argumentów nie ulega wątpliwości, że rzeczne otoczaki w mieszanych żwirach przedewszystkiem, a tam, gdzie mieszane żwiry nie zatraciły pierwotnego ustroju dennej moreny, nawet wyłącznie, pochodzą z preglacyalnych żwirowisk, które zapewne w plioceńskiej dobie nagromadziły się w wylotach głównych dolin karpackich i w niemałej części weszły w skład dennej moreny wdzierających się języków północnych lodów.

Wsteczny transport preglacyalnych żwirów przez języki lodu, wdzierające się wbrew spadkowi w główne doliny, a stąd w boczne, może w prosty sposób wytłómaczyć niejednę zagadkę hydrograficzną, którą wyjaśniało się zmianą biegu rzek. Przytoczę przykład, znany mi dobrze z Turyngii. W żwirach między Saalfeld a Poessneck znaleziono otoczaki melafiru z Limbergu i na tej podstawie przypuszczano, że tutaj dawny bieg Orli uchodził do Saali [2]). Występowanie owych otoczaków melafiru nie jest jeszcze dowodem

---

[1]) Tietze, Das Hügelland und die Ebene von Rzeszów. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. 33, str. 286—288. Uhlig, Beiträge zur Geol. der westgaliz. Karpathen, ibid., str. 555.

[2]) Liebe-Zimmermann, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen. Lief. 40. Blatt Ziegenrück, str. 37. Walther, Geol. Heimatskunde von

zmiany biegu rzeki, gdyż mogły zostać zawleczone wskutek wstecznego transportu przez północne lody od dzisiejszego ujścia Orli (koło Orlamünde) w górę Saali aż do Saalfeld.

Udział przytoczonych trzech kategoryi składników w mieszanych żwirach okazuje wielką rozmaitość. W jednem miejscu północny materyał występuje w większej ilości i nawet w dużych bryłach, gdzieindziej zaś bywa tak drobny i rzadki, że jego obecność można stwierdzić dopiero po dłuższem szukaniu. Niezwykła obfitość północnego materyału krystalicznego i głazów erratycznych w mieszanych żwirach w Łopuszce Wielkiej (w pow. przeworskim) tem się tłómaczy, że w wylocie małej doliny Mleczki lody natrafiły na znacznie mniejsze preglacyalne żwirowiska karpackie, niż w wielkich dolinach i dlatego też stosunkowo mniej materyału karpackiego mogły zabrać do dennej moreny. W dolinie Sanu, która w obrębie zasięgu dyluwialnego języka lodu przecina marglowe lub ilaste utwory fliszowe z cienkiemi tylko wkładkami odporniejszych piaskowców, zawartość miejscowego materyału w kanciastych okruchach w mieszanych żwirach jest większą, aniżeli w obrębie grubych i twardych kompleksów ciężkowickiego piaskowca. W tym wypadku mieszane żwiry często składają się wyłącznie z preglacyalnych otoczaków rzecznych karpackiego pochodzenia, wśród których są rozsiane kanciaste okruchy skał skandynawskich. Tak np. mieszane żwiry w Gromniku i Bogoniowicach w dolinie Białej, składają się oprócz północnych fragmentów, najczęściej tylko na krawędziach otartych, niemal wyłącznie z karpackich żwirów rzecznych, przyczem bezładne ułożenie płaskich otoczaków jest rękojmią, że mamy do czynienia z pierwotną, nieprzeławiconą moreną denną. W głównych dolinach, u ujść krótkich parowów mieszane żwiry okazują nieraz większy udział kanciastego materyału karpackiego, wynikający stąd, że lody napotkały tutaj małe stożki napływowe fliszowych okruchów, które woda naniosła z niewielkiej odległości, nie zdoławszy ich jeszcze po drodze obrobić. Widać to np. w dolinie Wisłoki u wylotu parowu potoka, który tworzy granicę Kluczowej i Bukowej, a zarazem powiatu jasielskiego i pilzeńskiego. Tuż powyżej gościńca znachodzi się nad tym potokiem mieszany żwir, w którym kanciaste okruchy fliszowe mają widoczną przewagę nad otoczonymi, a wszystkie razem są chaotycznie ugrupowane, jak w dennej morenie.

W niektórych dolinach głównych karpackie składniki mieszanych żwirów odznaczają się dominującą przewagą pewnego petrograficznego typu. Za przykład może służyć przewaga tatrzańskich granitów jako preglacyalnych żwirów rzecznych w mieszanych żwi-

---

Thüringen. Jena 1902. str. 138. Łoziński, Stosunki hydrograficzne epoki dyluwialnej. Kosmos, t. 25, str. 465 i tabl. II.

rach w obszarze Dunajca, albo ogromna obfitość stramberskiego wapienia w mieszanych żwirach doliny Sanu.

Miąższość mieszanych żwirów jest bardzo mała i wyjątkowo przekracza 20 m w Kruhelu Małym koło Przemyśla. Zresztą w dolinie Sanu wynosi zaledwie parę metrów, a tylko w górnej części Kuńkowiec, jak to widać na stokach parowu potoka, dochodzi do 8 m. W innych dolinach głównych miąższość jest jeszcze mniejsza. Najwyraźniejsze odsłonięcia mieszanych żwirów, jak w Łopuszce Wielkiej w dorzeczu Mleczki, w Kamienicy Dolnej w dolinie Wisłoki, lub koło Zgłobic i Błonia w dolinie Dunajca, okazują grubość, wynoszącą co najwięcej 4—6 m. Mieszany żwir w Bogoniowicach w dolinie Białej jest zaledwie na 1—2 m gruby.

Mieszane żwiry, gdy występują na stokach głównych dolin, zachowały pierwotny ustrój dennej moreny, którego cechą jest chaotyczne ułożenie płaskich okruchów skał, przedewszystkiem preglacyalnych otoczaków rzecznych. Mieszane żwiry zaś, które cienką warstwą wyścielają szerokie, równe dna głównych dolin, po części przedstawiają jeszcze pierwotną morenę denną, a po części uległy późniejszemu przerobieniu przez wodę i nabyły pewnego uwarstwowania, objawiającego się mniej lub więcej wyraźnie poziomem zoryentowaniem płaskich fragmentów. Stroma krawędź aluwialnej terasy, wznosząca się na parę metrów ponad poziomem wody w rzece, okazuje wszędzie w dolnej części mieszany żwir, a w górnej żółtą glinę [1]). Na płaskiem dnie szerokich dolin głównych rzeki tworzą liczne zakręty, po ich zewnętrznej stronie podmywają i niszczą aluwialną terasę, wewnątrz zakrętów zaś osadzają przesortowany materyał, a mianowicie piasek i żwir, który pomimo przeławicenia nie utracił składników północnego pochodzenia (fig. 4). Ten proces przeławicania mieszanych żwirów można doskonale śledzić u każdego zakrętu Sanu, Wisłoka, Wisłoki i t. d. Jeżeli mieszany żwir w terasie aluwialnej występuje jako pierwotna morena denna, to żwirowiska, nagromadzające się wewnątrz zakrętów rzeki, są wynikiem jednokrotnego przeławicenia. Gdy zaś mieszany żwir aluwialnej terasy okazuje już ślady działania wody po osadzeniu się z dennej moreny, w takim razie wewnątrz zakrętów osadza się mieszany żwir, dwukrotnie przeławicony przez wodę. Przeławicone żwiry mieszane nie okazują widocznego ubytku północnego materyału, ale za to w odróżnieniu od mieszanych żwirów, występujących jako pierwotna morena denna, okruchy skandynawskich skał

---

[1]) Odmienną budowę aluwialnej terasy zauważyłem tylko na prawym brzegu Wisłoki naprzeciw Wróblowej. Krawędź aluwialnej terasy jest do 5 m ponad rzeką wysoka i okazuje ukośnie warstwowany piasek z soczewkowatemi wkładkami żwiru o bardzo skąpym udziale północnego materyału. Brak gliny w utworach aluwialnej terasy wskazuje, że tutaj osadziły się z wody o silniejszym, niż zresztą, prądzie.

krystalicznych są zazwyczaj w znacznym stopniu przez wodę otoczone.

Można zatem wyróżnić trzy następujące sposoby występowania mieszanych żwirów, wyścielających dna głównych dolin karpackich:

1. Mieszane żwiry jako pierwotna morena denna z kanciastymi okruchami północnych skał krystalicznych [1]) i bezładnem ułożeniem płaskich, preglacyalnych żwirów rzecznych karpackiego pochodzenia.

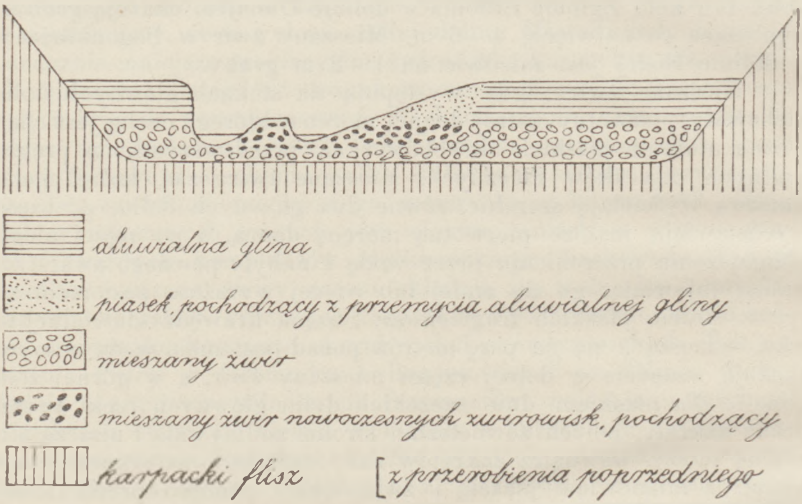


Fig. 4 Schemat występowania mieszanych żwirów na dnie głównych dolin karpackich.

2. Mieszane żwiry, po osadzeniu z dennej moreny przerobione przez wodę i tworzące dolną część aluwialnej terasy. Przerobienie tych mieszanych żwirów odbyło się prawdopodobnie jeszcze w dyluwialnej dobie, gdyż pokrywa je aluwialna glina, która z ustaniem

[1]) Występowanie północnego materyału w kanciastych, co najwięcej na krawędziach otartych okruchach, jest już wystarczającym dowodem, że mieszany żwir nie doznał silniejszego przerobienia przez bieżącą wodę. Keilhack zauważył w Islandyi, że okruchy skał już w odległości 100 m od czoła lodowca były dokładnie otoczone i miały kształt rzecznego żwiru. Ob. Keilhack, Vergl. Beob. an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. kgl. Preuss. geol. Landesanst für 1883, str. 172. — Erdmann eksperymentalnie wykazał, że do otoczenia okruchów skał wystarcza bardzo krótki transport. Por. Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Sep. Abdr. aus 8. und 10. Jahresber. d Geograph. Ges. zu Greifswald, 1903—1906, str. 175.

neodyluwialnej akkumulacyi loessu zaczęła się tworzyć z materyału loessowego [1]).

3. Mieszane żwiry, jako najmłodsze żwirowiska rzeczne, pochodzące z jednokrotnego lub dwukrotnego przełäwicenia dennej moreny przez bieżącą wodę. Proces ten rozpoczął się już w obecnej dobie, kiedy rzeki wcięły swe koryta w aluwialną terasę, i odbywa się bezustannie w naszych oczach.

Duże głazy skandynawskich skał krystalicznych są największymi składnikami mieszanych żwirów i dostały się do nich — podobnie jak mniejsze okruchy — w dennej morenie północnych lodów. Mieszane żwiry, gdy nie zostały przykryte młodszym utworem, ulegają spłukiwaniu przez wodę atmosferyczną, zaś zawarte w nich największe bryły skandynawskich skał są za ciężkie, aby mogły zmienić pierwotne położenie i dlatego z czasem sterczą na powierzchni mieszanych żwirów, jako erratyczne głazy. Tak samo w parowach małych potoków, wciętych w mieszane żwiry, skandynawskie głazy są rozrzucone po stokach i na dnie, ponieważ prąd wody, która rozmywa żwir i zabrała mniejsze składniki, nie zdołał większych brył ruszyć z miejsca [2]).

Rozmieszczenie skandynawskich głazów w mieszanych żwirach jest bardzo niejednostajne. W jednem miejscu są nadzwyczaj liczne i wielkie, gdzieindziej zaś północne składniki mieszanych żwirów nie przekraczają wielkości pięści. Szczególną obfitością i wielkością erratycznych głazów odznaczają się mieszane żwiry w dolinie Sanu [3]) i w Łopuszce Wielkiej (w pow. przeworskim).

Względna obfitość większych brył skandynawskich w mieszanych żwirach nie podlega żadnemu prawidłu. Bardzo często spotyka się wymowne dowody, że północne lody zawlokły skandynawski materyał w wielkich bryłach aż do ostatnich granic swego rozprzestrzenienia. W dolinie Sanu wielkie głazy erratyczne pojawiają się w najdalszych zakątkach, gdzie jeszcze sięgały północne lody. U kresu północnych lodów w obszarze Wisłoki znalazłem dwa dość wielkie głazy skandynawskie między Bieździedzą i Bieździatką. Najdalsze bryły skandynawskich skał krystalicznych w dolinie Białej (Bogoniowice) i Raby (Skrzynka) dochodzą wielkości bochenka, a są wogóle największe, jakie w tych okolicach napotkałem. Na Śląsku mieszane dyluwium nie tylko u samego brzegu Zachodnich Sudetów, ale także jeszcze wewnątrz sudeckich dolin (np. w Altwasser)

---

[1]) Por. Łoziński, Quartärstudien, str. 381—384.

[2]) K. Matwiejew obserwował na brzegu Kamy, jak ogromny głaz erratyczny został odsłonięty przez wodę (Sledy lednik. otłoż. w zap. Priurale. Protok. zas. Peterb. Obszcz. Jestestwoisp., 1906, str. 150 i 151).

[3]) Parowy w Krubelu Małym i w górnej części Kuńkowiec. Największy głaz erratyczny, jaki widziałem w dolinie Sanu, sterczy ponad ziemią garbem o wymiarach: dług. 1·7, szer. 1·1, wys. 0·5 m.

zawiera mnóstwo ogromnych głazów skandynawskiego pochodzenia [1]), które można podziwiać w każdej sztucznej odkrywce. Koło Saalfeldu, gdzie północne lody dotarły w Turyngii najdalej ku południu, znachodzą się duże głazy erratyczne [2]).

Fakt, że północne lody mogły nawet u ostatnich granic swego rozprzestrzenienia pozostawić wielkie głazy skandynawskich skał, rzuca pewne światło na sporną kwestyę granicy północnego dyluwium w wschodniej części galicyjskiego niżu. Jak wiadomo, Uhlig wykreślił ją na podstawie rozmieszczenia erratycznych głazów, gdy tymczasem A. M. Łomnicki niejednokrotnie stwierdził drobny materyał północny znacznie dalej ku południu i przesunął granicę dyluwialnych lodów aż do samej krawędzi Podola [3]). Wobec tego, że wszędzie u brzegu Karpat i Sudetów większe bryły skandynawskich skał znachodzą się aż do najdalszych granic zasięgu lodów, nasuwa się pytanie, czy we wschodniej części galicyjskiego niżu nie sięgały północne lody rzeczywiście tylko po granicę Uhliga, zaznaczoną erratycznymi głazami i czy drobny materyał północny, rozsiany dalej ku południu aż po krawędź podolską, nie dostał się tam drogą spławu (*Drift*) [4]).

Mieszane żwiry bardzo rzadko pojawiają się na większej przestrzeni na samej powierzchni, jak w okolicy Zgłobic i Błonia. Zazwyczaj są pokryte loessem lub aluwialną gliną. Bezpośrednio nad mieszanym żwirem znachodzi się czasem szary ił z obfitemi wydzieleniami wodorotlenku żelaza. Ił ten według wszelkiego prawdopodobieństwa osadzał się w niewielkich kałużach, które podczas ostatecznego topnienia lodów tworzyły się na nierównej powierzchni mieszanych żwirów. Oprócz doliny Sanu [5]) widziałem taki sam ił w dolinie Wisłoki między Brzostkiem a Zawadką, gdzie go odsło-

---

[1]) O rozmiarach erratycznych głazów, które zostały zawleczone aż do najdalszych granic zasięgu lodów, ob. Dathe, Erläut. zur geol. Karte von Preussen. Lief. 115. Blatt Rudolfswaldau, str. 106. Werth, Das Diluvium des Hirschberger Kessels. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., t. 59, 1907, str. 72. Największy głaz erratyczny, znaleziony w okolicy Waldenburga, miał przeszło 1·5 m średnicy. Por. Partsch, Schlesien, t. 1, str. 163.

[2]) Regel, Thüringen. T. 1, str. 164.

[3]) Atlas geol. Gal., zesz. 7, str. 64

[4]) Dawniej skłaniałem się do przypuszczenia A. M. Łomnickiego, że północne lody przyczyniły się do wytworzenia rzeźby północnej krawędzi Podola (Łoziński, Doliny rzek, str. 38, uw. 2). Późniejsze badania jednak przekonały mię, że rzeźba krawędzi Podola nie okazuje żadnych śladów glacyalnego ani też fluwioglacyalnego pochodzenia.

[5]) Łoziński, Quartärstudien, str. 388—390. — Dyluwialny wiek iłu, o którym mowa, został już paleontologicznie stwierdzony. W Hermanowicach szary ił tworzy najniższą część aluwialnej terasy i zawiera mnóstwo skorup, wśród których Prof. Dr. T. Wiśniowski znalazł formy, właściwe zimniejszemu klimatowi (*Pupa columella* i i.). Szczegóły podał Prof. Wiśniowski w tekscie do 21. zesz. Atl. geol. Gal., str. 24 i 25.

nięto przy drenowaniu. Na żwirach mieszanych w Siemiechowie widać małe płaty podobnego iłu, które z wczesną wiosną, gdy rola wysycha, dłużej zatrzymują wilgoć i ciemniejszą barwą wyraźnie odróżniają się od otoczenia.

Badanie rozmieszczenia dyluwialnego iłu jest bardzo trudne, gdyż w odkrywkach, zresztą bardzo skąpych, ił nasiąknięty wodą zamienia się w gęstopłynną masę i dokoła się rozlewa. Przytem nie zawsze można dyluwialny ił, o którym mowa, z całą pewnością odróżnić od wkładek iłu w aluwialnych glinach postdyluwialnego pochodzenia[1]), zwłaszcza gdy brak w nich skorup ślimaków. Taka niepewność zachodzi np. co do iłu, odsłoniętego pod cienką warstewką żółtej gliny w cegielni naprzeciw dworu w Dobrzechowie, nie można bowiem przekonać się, czy bezpośrednim podkładem iłu są mieszane żwiry.

Kiedy wzdłuż karpackiego brzegu w zachodniej Galicyi, ku wschodowi aż po dolinę Sanu włącznie, mieszane żwiry występują jako utwór glacyalny albo też *później* przeławicony przez wodę — zaraz na południe od Przemyśla północne dyluwium przybiera wybitnie fluwioglacyalny charakter, pochodzący z *równoczesnego* współdziałania lodu i wody (pikulickie żwiry). Po raz pierwszy zatem dopiero w dolinie Wiaru pojawia się u karpackiego brzegu fluwioglacyalne wykształcenie, które tak silnie występuje w północnem dyluwium wzdłuż brzegu Zachodnich Sudetów (p. rozdz. 10). Wraz z fluwioglacyalnem wykształceniem występuje jeszcze druga cecha wspólna z mieszanem dyluwium u sudeckiego brzegu, a mianowicie większa miąższość, aniżeli u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat.

8. Wpływ inwazyi północnych lodów na hydrografię brzeżnych Karpat.

Jeżeli zadamy sobie pytanie, jak zachowały się rzeki zachodnio-galicyjskich Karpat wobec wkroczenia języków lodu w ujścia ich dolin, to najbliższem byłoby przypuszczenie, że zostały zatamowane i spiętrzyły się w jeziora. Oznaki zatamowania rzeki i zamienienia w jezioro mogą być *morfologiczne* lub *sedymentacyjne*. Do pierwszych należą terasy i nowe doliny, wyżłobione wskutek przelewu spiętrzonych wód[2]), do drugich petrograficzny charakter osadów; napływowe stożki są zarówno sedymentacyjnym, jak morfologicznym objawem zatamowania odpływu wód.

---

[1]) Por. **Łoziński**, Quartärstudien, str. 382 i 383.

[2]) Por. **Kendall**, A System of Glacier-Lakes in the Cleveland Hills. Quart. Journ. of the Geol. Soc., t. 58, 1902, str. 473 i ns.

Ażeby zatamowanie dolin w jeziora pozostawiło morfologiczne ślady, na to potrzeba w każdym razie dłuższego czasu. Gdy zaś języki lodu w karpackich dolinach stosunkowo bardzo krótko trwały, wobec tego brak oznak morfologicznych, jak np. teras brzeżnych, nie jest jeszcze dowodem, że rzeki nie doznały przemijającego zatamowania w jeziora. W dolinach Sanu, Wisłoka, Wisłoki i innych głównych dolinach zachodnio-galicyjskich Karpat nie znam ani jednego stożka napływowego, który mógłby świadczyć, że wkroczenie lodów w ujścia wywołało wydatniejszą akkumulacyę. Przeciwnie, porównanie z ogromnymi stożkami napływowymi u brzegu wschodnio-galicyjskich Karpat, którego nie dotknęły północne lody — okazuje, że w brzeżnych Karpatach zachodniej części kraju napływowe stożki i żwirowiska, które istniały już u schyłku plioceńskiej fazy erozyi, wskutek wsuwania się języków lodu w doliny w niemałej części uległy zniszczeniu [1]).

Gdyby północne lody nie były dotarły w dolinach karpackich aż do najdalszych granic erratycznego materyału, ale zatrzymały się zaraz u wejścia i odpływ wód zatamowały, to w miejscu, gdzie zapora lodów przez pewien czas się znachodziła, musiałyby pozostać w poprzek dolin jakieś wypukłości, usypane z glacyalnego materyału, a przypominające krańcowe moreny. Ale nawet tego szczegółu morfologicznego brak w dolinach brzeżnych Karpat.

Petrograficzny charakter mieszanego dyluwium w głównych dolinach zachodnio-galicyjskich Karpat daje całkiem pewną odpowiedź, że rzeki nie doznały zatamowania wskutek naporu północnych lodów. Mieszane dyluwium występuje zawsze jako żwiry, które w wielu miejscach doznały późniejszego przerobienia przez wodę, ale nigdzie nie okazują tak dokładnego uwarstwowania i posortowania materyału, jak fluwioglacyalne utwory, pochodzące z równoczesnego współdziałania lodów i spiętrzonych wód. Co więcej, idąc coraz dalej w głąb dolin, nie widzimy zmniejszania się wielkości ani też zawartości północnego materyału w mieszanych żwirach, a duże głazy skandynawskich skał krystalicznych znacho-

[1]) Przypuszczenie Hanslika (Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 158, str. 12. Mitteil. geogr. Ges. in Wien, t. 50, str. 315 i ns.), że wkroczenie północnych lodów w doliny śląskich Karpat spowodowało obfitą akkumulacyę żwirowisk i napływowych stożków nawet w górnym biegu rzek, nie ma podstawy. Hanslik dowodzi, że dzisiejszą doliną Białej (śląskiej) płynęła predyluwialna Soła, której wody dopiero wskutek zatamowania doliny przez lody w jezioro miały się przelać w obecną dolinę Soły. Taka zmiana biegu Soły nie jest wykluczona, ale — jeżeli wogóle zaszła — to w każdym razie bez przyczynowego związku z wsunięciem się północnych lodów w wylot dzisiejszej doliny Białej. Rzut oka na mapę szczegółową okazuje, że zatamowane jezioro w dolinie Białej, które zdaniem Hanslika miało się przelać przez dział powyżej Bystrej, musiałoby być na przeszło 100 m głębokie. Tymczasem grubość brzegu dyluwialnej pokrywy lodowej była według wszelkiego prawdopodobieństwa przynajmniej o połowę mniejsza od powyższej cyfry.

dzą się aż do najdalszej granicy północnych lodów. Powyższe fakty są dowodem, że północne lody wypełniały najgłębszą część dolin aż do ostatnich granic erratycznego materyału. Gdyby bowiem rzeki zostały przez lody spiętrzone w jeziora, to zamiast żwirów musiałyby się osadzić na dnie dolin przedewszystkiem nadzwyczaj cienko warstwowane iły z okruchami skał, spławionymi przez bryły lodu [1]). Tymczasem dyluwialne iły, które czasem pojawiają się w cienkich płatach nad mieszanymi żwirami (p. str. 34) są utworem niewielkich kałuż i nie mogą jeszcze uchodzić za dowód zatamowania rzek w jeziora. Zresztą iły te zawsze występują na mieszanych żwirach, z czego wynika, że przed utworzeniem się iłu były lody i osadziły denną morenę.

Skoro języki lodu sięgały w karpackich dolinach aż do najdalszych granic północnego materyału, to wobec tego przypuścić należy, że rzeki w jakiś sposób znalazły sobie drogę wbrew naporowi północnych lodów. Jako najbliższa analogia nasuwa się lodowiec Malaspina w Alaszce, pod którym liczne i znaczne strumienie wody płyną tunelami [2]). Największy z nich, Yahtse, płynie w tunelu, na 10—13 km długim [3]). Być może, że i karpackie rzeki, gdy natrafiły w swych dolinach na czoła dyluwialnych języków lodu, gubiły się pod nimi, podobnie jak strumienie, spływające z północy ku lodowcowi Malaspina, znikają w jego wnętrzu [4]) — i dalej płynęły długimi tunelami wewnątrz lodu [5]). Przytem rzeka może nie zawsze mogła swobodnie gubić się w kanałach wewnątrz lodu i czasem spiętrzała się w jakieś małe jeziorko, jak rzeka Yahtse, która wprost z jeziora znika w tunelu wewnątrz lodowca Malaspina [6]). Jeżeli jednak wogóle tworzyły się jeziorka w miejscach, gdzie karpackie rzeki natrafiały w swych dolinach na czoła języków lodu, to musiały być zjawiskiem bardzo znikomem, gdyż nie pozostawiły po sobie żadnego śladu.

Nie jest jednak wykluczonem, że rzeki karpackie po części mogły odpływać także po powierzchni języków lodu, które cienką warstwą pokrywały dna dolin i wewnątrz dolin zapewne nie okazywały znaczniejszych różnic grubości (p. fig. 3). Znane są przecież

---

[1]) Kendall, loc. cit., str. 478 i 479.

[2]) Illustracyę ujścia takiego tunelu podaje dzieło: Filippi, La Spedizione di S. A. R. Luigi Amedeo Duca degli Abruzzi al Monte Sant' Elia. 2. ed. 1900, str. 81.

[3]) Russell, Second Expedition to Mount St. Elias. 13. Ann. Report of the Un. States Geol. Survey 1891—1892, str. 13.

[4]) Ibid. str. 81

[5]) Również w Alaszce, na przykładzie językowatej wypustki lodowca Columbia stwierdził Gilbert, że odpływ doliny może pozostać niezależnym od wkroczenia w nią strumienia lodu i nie doznać zatamowania. Por. Harriman Alaska Expedition, t. 3, str. 73.

[6]) Russell, loc. cit., str. 79.

w Grenlandyi strumienie wody, które płyną w korytach na powierzchni lodów i gubią się w ich wnętrzu dopiero wtedy, gdy natrafią na szczelinę [1]). Prawdopodobieństwo przypuszczenia, że rzeki przed opuszczeniem Karpat mogły w części płynąć po powierzchni lodu, jest tem większe, że cienkie języki lodu wewnątrz dolin były zapewne do tego stopnia obładowane skalnym materyałem, iż przedstawiały masę, średnio cięższą od wody.

Charakter mieszanego dyluwium na dnie karpackich dolin przemawia raczej za ostatnią ewentualnością, t. j. za odpływem wód w przeważnej części po powierzchni języków lodu. Gdyby bowiem wody odpływały tunelami pod lodem, to w miejscu tych tuneli byłyby zapewne powstały wypukłości w kształcie nasypów (*åsar*) lub kopców (*kames*), usypane z fluwioglacyalnego materyału przez wody karpackie w połączeniu z wodami, których dostarczało topnienie lodów. Tymczasem mieszane dyluwium na dnie karpackich dolin nie tworzy najmniejszych wypukłości, a nadto nie okazuje fluwioglacyalnego wykształcenia, ale zachowuje charakter dennej moreny, albo też zostało dopiero później przerobione przez wodę bieżącą.

Wyraźnie zaznaczył się wpływ północnych lodów na odpływ wód z zachodnio-galicyjskich Karpat dopiero wtedy, gdy cofający się brzeg lodów zatrzymał się w odległości kilku km od Karpat. Tutaj powierzchnia lodów stosunkowo szybko podnosiła się ku północy (p. fig. 3) i w związku z tym zastojem brzegu lodów powstała szeroka, podkarpacka dolina fluwioglacyalna, której wschodnią częścią płynie Wisłok po opuszczeniu Karpat koło Rzeszowa [2]).

Od czego zależało, czy odpływ wód wskutek inwazyi lodów został zatamowany, czy też nie doznał poważniejszej przeszkody — na razie brak pewnych wskazówek. W dolinach Zachodnich Sudetów, gdzie północne lody były prawdopodobnie grubsze, aniżeli u karpackiego brzegu, znachodzą się oznaki ich wpływu na bieg wód (p. rozdz. 10). Natomiast w Turyngii Saale nie okazuje żadnych śladów zatamowania przez napór północnych lodów [3]). Dawniejszy pogląd Portisa, że dolina rzeki Ilm wskutek zatamowania tworzyła koło Weimaru małe jezioro [4]), nie był uzasadniony, ponieważ znane trawertyny są osadem źródeł [5]), a ich występowanie na zboczach doliny jako teras o bardzo stromych ścianach najzupełniej przypomina źródlane trawertyny, przyczepione do stoków jarów podolskich.

---

[1]) A. E. Nordenskiöld, Grönland. Leipzig 1886, str. 135—36, 158—59 i 190—92.

[2]) Por. Łoziński, Powstanie jeziorek dyluwialnych, str. 356 i 357.

[3]) Henkel, Die Gegend von Kösen. Globus, t. 92, str. 294.

[4]) Portis, Die diluv. Säugethierfauna von Taubach. Palaeontographica, t. 25, str. 159 i 160.

[5]) Walther, Geol. Heimatskunde von Thüringen. Jena 1902, str. 113 i 114.

9. Krajobraz karpackiego brzegu w zachodniej Galicyi.

Rozmieszczenie mieszanych żwirów w karpackich dolinach jest niewątpliwym dowodem, że w chwili wkroczenia północnych lodów rzeźba brzeżnych Karpat była już w dzisiejszej postaci gotową (p. rozdz. 3). W zasadniczych i najważniejszych zarysach krajobraz brzeżnych Karpat jest wynikiem preglacyalnej fazy intenzywnej erozyi, która przypada głównie na plioceńską dobę. Być może jednak, że owa faza erozyi objęła jeszcze najwcześniejszą część dyluwialnej doby, jaka upłynęła przed wkroczeniem północnych lodów [1]). Epoka lodowa była najprawdopodobniej spowodowana nie tylko obniżeniem się temperatury, ale zarazem wzrostem atmosferycznych opadów. Gdy północna Europa coraz szerzej pokrywała się lodami, w tym samym czasie w Karpatach stopniowy wzrost atmosferycznych opadów przyczyniał się jeszcze do ostatecznego wykończenia dolin [2]). W każdym razie w chwili wkroczenia północnych lodów żłobienie dolin było już zupełnie skończone i od tego czasu nie zaszło najmniejsze pogłębienie dolnego poziomu erozyi.

Preglacyalna faza erozyi zakończyła się obfitą akkumulacyą rzecznych żwirów. Sądząc według brzegu wschodnio-galicyjskich Karpat, możemy przypuszczać, że dna dolin były zasłane żwirowiskami, tworzącemi na brzegach rzek nizkie terasy, a u wylotów dolin rozszerzały się wachlarzowato rozległe stożki napływowe. Języki północnych lodów, wciskające się w doliny, zniszczyły w znacznej części napływowe stożki i przerobiły żwirowiska na dnie dolin, mieszając preglacyalne żwiry rzeczne z północnym materyałem.

W porównaniu z preglacyalną fazą erozyi, która dla brzeżnych Karpat miała największe znaczenie geomorfologiczne, poźniejszy rozwój nie sprowadził istotnych zmian w krajobrazie. Utworzenie się cienkiej warstwy mieszanych żwirów w najgłębszej części dolin nie odegrało żadnej roli morfologicznej. Za to osadzenie się loessu do pewnego stopnia zmodyfikowało rzeźbę, podyktowaną przez preglacyalną erozyę i nadało karpackiemu brzegowi charakterystyczny wygląd.

Neodyluwialna akkumulacya loessowego pyłu przystosowywała się do rzeźby podłoża. U podnóża Karpat pył nagromadzał się na równej podstawie i utworzył podkarpacką platformę loessową, która ciągnie się nieprzerwanym pasem, przeważnie na kilka km szerokim, wzdłuż karpackiego brzegu od Przemyśla ku zachodowi aż poza Rzeszów. Nad Sanem i Wisłokiem loessowa platforma nagle

---

[1]) Ob. schemat na str. 27.

[2]) Zwiększenie się atmosferycznych opadów uzasadnia Geinitz, Wesen und Ursache der Eiszeit, str. 12 i ns.

urywa się stromą krawędzią, której wysokość wynosi średnio 20—25 m. Krawędź ta jest najzupełniejszą analogią „wagramów“ w kotlinie wiedeńskiej i nad Sanem przedstawia się jako pionowa ściana, poszarpana w malownicze formy loessowe. Nad Wisłokiem zaś jest już przeważnie zaorana lub porosła krzakami, ale zawsze jeszcze tworzy stromy stok, który bardzo ostro zaznacza się w terenie. Przy brzegu loessowej platformy jej powierzchnia jest tak łagodnie falistą, że robi wrażenie niemal płaszczyzny. Dopiero w miarę zbliżania się do pierwszych wyniosłości karpackich powierzchnia loessowej platformy podnosi się zwolna, a zarazem staje się coraz bardziej nierówną. W ten sposób loessowa platforma tworzy orograficzny stopień, który łagodzi przejście z niżu do karpackiego obszaru (fig. 5). Zewnętrzne, najniższe wyniosłości karpackie są otulone płaszczem loessu, który przytępił rzeźbę, wymodelowaną przez preglacyalną erozyę. Dzięki grubej pokrywie loessu krajobraz najskrajniejszych pasm karpackich przybrał bardzo łagodne i spokojne kształty. Dalej w głąb Karpat pokrywa loessowa staje się coraz cieńszą i doznaje coraz częstszych przerw, równocześnie zaś krajobraz przybiera ostrzejsze zarysy. Typowy loess pojawia się już tylko w małych, rozrzuconych płatach, aż wreszcie znika zupełnie. Gdy przekroczymy południową granicę loessu, rzeźba Karpat, pokrytych tylko cienką powłoką własnych produktów zwietrzenia, staje się ostrą i wyrazistą, a zarazem najwierniej zachowuje postać, jaką nadała preglacyalna erozya.

Osadzenie się loessu nie tylko przytępiło preglacyalną rzeźbę, ale także zasłoniło starsze utwory, przedewszystkiem mieszane żwiry. Liczne doliny potoków i parowy, które w obecnej dobie pocięły podkarpacką platformę loessową, po największej części nie dobrały się jeszcze do starszego podłoża i aż do samego dna odsłaniają jednostajny loess. Odsłonięcia starszych od loessu utworów są rzadkie [1]). W obrębie najskrajniejszych wyniosłości karpackich mieszane żwiry już częściej ukazują się w erozyjnych wcięciach, a gdzie pokrywa loessowa doznaje przerwy, wyłażą na powierzchnię nawet na dość znacznej przestrzeni, jak np. na lewym stoku doliny Sanu [2]) lub w Zgłobicach nad Dunajcem (p. str. 14). Gdy pokrywa loessowa w głąb Karpat staje się cieńszą i traci swą jednolitość, odkrywki mieszanych żwirów na powierzchni są coraz częstsze.

Odległość, do jakiej pokrywa loessowa z typowemi właściwościami petrograficznemi i morfologicznemi sięga w brzeżnych Karpatach, nie jest wszędzie jednakową. Tak np. loessowy krajobraz kończy się w dolinie Wisłoka między Czudcem a Strzyżowem,

---

[1]) **Łoziński**, Ein merkwürdiges Vorkommen von Konglomerat in Żurawica. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 1907, str. 45.

[2]) **Łoziński**, Quartärstudien, str. 397.

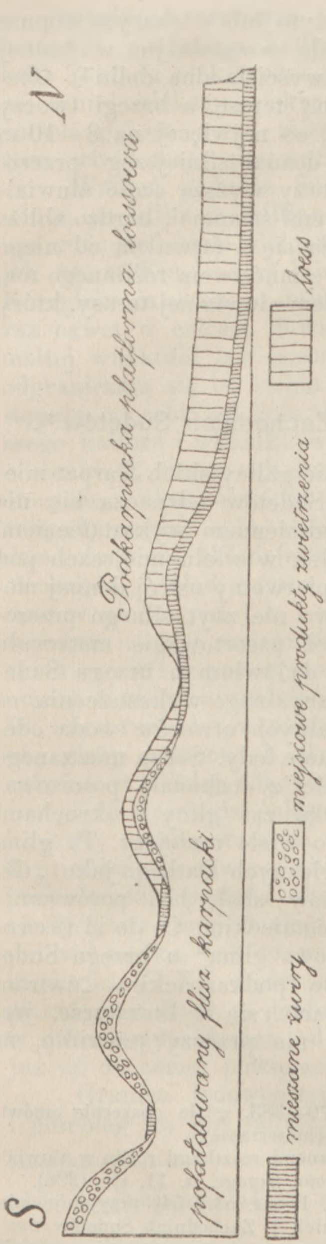


Fig. 5. Schematyczny przekrój poprzeczny karpackiego brzegu w zachodniej Galicyi.

w dolinie Wisłoki w okolicy Kamienicy Dolnej, w dolinie Białej powyżej Tuchowa.

Po ustąpieniu północnych lodów powstały na dnie dolin brzeżnych Karpat dwie terasy, a mianowicie loessowa i aluwialna.

W rozszerzeniach dolin, a zwłaszcza w ich wylotach, gdzie łożysko rzeki zajmuje zaledwie bardzo małą część szerokiego, równego dna doliny, nawiany pył osadzał się, podobnie jak wzdłuż podnóża Karpat, na równej podstawie i utworzył loessową terasę. Jej krawędź zupełnie przypomina brzeg podkarpackiej platformy loessowej i przedstawia się jako bardzo stromy lub pionowy „wagram“, który wznosi się około 20 m ponad powierzchnią młodszej, aluwialnej terasy. Wysokość loessowej terasy ponad samą rzeką wynosi zatem 25—30 m i jest najpewniejszą miarą grubości loessowej akkumulacyi, która tutaj odbywała się na równem podłożu, gdy tymczasem na nierównym terenie miąższość loessu jest bardzo chwiejna. U samego brzegu Karpat loessowe terasy łączą się z podkarpacką platformą loessową i jako jej wypustki wkraczają klinami w szerokie wyloty dolin. W miarę zwężania się wylotów loessowe terasy również się zwężają i wreszcie tracą swą ciągłość, a dalej w górę rzeki pojawiają się fragmenty loessowych teras w rozszerzeniach dolin, gdzie poza łożyskiem rzeki znalazło się jeszcze dość równego podłoża dla loessowej akkumulacyi. Fragmenty loessowych teras sięgają w górę dolin mniej więcej aż do południowej granicy loessowego krajobrazu.

Z loessowego materyału, w mniejszym lub większym stopniu przeniesionego i przerobionego przez wodę, powstała już w obecnej dobie aluwialna terasa, która dokładnie wyściela dna dolin [1]). Obecne łożyska rzek są wcięte w aluwialną terasę, a brzegi tworzy jej stroma krawędź, zazwyczaj na kilka, co najwięcej na 8—10 m wysoka. Gdzie loessowy materyał nie doznał silniejszego przerobienia przez wodę, żółta glina, która tworzy wyższą część aluwialnej terasy i zazwyczaj urywa się pionowemi ścianami, bardzo zbliża się do eolicznego loessu i nie zawsze da się z łatwością od niego odróżnić. Wkładki bagiennych utworów z mnóstwem roślinnego materyału są charakterystycznym składnikiem aluwialnej terasy, który wszędzie się powtarza [2]).

10. Mieszane dyluwium u brzegu Zachodnich Sudetów [3]).

W porównaniu z brzegiem zachodnio-galicyjskich Karpat mieszane dyluwium u brzegu Zachodnich Sudetów odznacza się nie tylko większą miąższością, ale także odmiennem wykształceniem. Podkarpackie żwiry mieszane, jakkolwiek w wielu miejscach pod wpływem bieżącej wody zatraciły swój pierwotny ustrój dennej moreny, zawsze jednak doznały stosunkowo nie zbyt silnego przerobienia, gdyż ani uwarstwowanie, ani też posortowanie materyału nie jest dokładnem. Natomiast mieszane dyluwium u brzegu Sudetów okazuje ogromną przewagę fluwioglacyalnego wykształcenia, co świadczy, że przy osadzaniu się dyluwialnych utworów woda odegrała bez porównania większą rolę, niż same lody. Serya mieszanego dyluwium składa się w przeważnej części z doskonale posortowanego i uwarstwowanego materyału, udział zaś gliny z okruchami skał o charakterze dennej moreny jest o wiele mniejszy. Ta glina lodowcowa, zaznaczona na mapach geologicznych Dathego jako „*Geschiebelehm*“, zawiera mnóstwo okruchów skał, bez porównania więcej, aniżeli lodowcowa glina na niżu niemieckim. Co do ilościowej zawartości okruchów skał „lodowcowa glina“ u brzegu Sudetów bardzo często dorównywa zupełnie podkarpackim „żwirom mieszanym“, a różnica nazw, jakie utarły się w literaturze, jest tylko formalną kwestyą [4]) i bynajmniej nie przeczy prawidłu, że

[1]) Ob. Łoziński, Quartärstudien, str. 379—383, gdzie obszernie omówiłem powstanie i budowę aluwialnej terasy (Auelehmterrasse).

[2]) Alth znalazł takie wkładki ilaste z licznemi resztkami roślin w aluwialnej terasie Białej koło Tuchowa. Zob. Spraw. Kom. fizyogr., t. 11, str. (226).

[3]) Zgodnie z Partschem (Schlesien. T. 1, str. 53 i 54) przyjmuję rów tektoniczny Śląskiej Nisy jako granicę Wschodnich i Zachodnich Sudetów.

[4]) Że dla podkarpackiego dyluwium mieszanego tak niepodzielnie przyjęła się nazwa „mieszanych żwirów“, przyczyną tego jest bez wątpienia dominujący

w glacyalnych utworach u brzegu północnego dyluwium przeważa materyał grubszego kalibru. Tak np. lodowcowa glina w cegielni koło Zakładu elektrycznego [1]) w Waldenburgu zawiera z pewnością nie mniej większych okruchów skał, a nawet głazów erratycznych, aniżeli głębsza część mieszanych żwirów w Kruhelu Małym. ułożona wśród masy przeważnie gliniastej.

Wzdłuż podnóża Sudetów ciągnie się pas mieszanego dyluwium, na kilka do kilkunastu km szeroki. Miąższość dyluwialnych utworów, doskonale odsłoniętych w licznych, sztucznych odkrywkach, jak np. w Kunzendorf lub w Saarau, wynosi 20 i więcej metrów. Kompleks mieszanego dyluwium posiada w przeważnej części, a nieraz nawet w całości fluwioglacyalne wykształcenie; materyał rozmaitej wielkości jest posortowany i ułożony w warstwy, które ostro odgraniczają się od siebie. W każdym przekroju kilkakrotnie następują po sobie od dołu do góry naprzemian warstwy żwiru większego kalibru i wkładki czystego piasku lub bardzo drobnego żwirku o cienkiem, często ukośnem warstwowaniu [2]). Żwiry są zazwyczaj otoczone i ułożone wśród drobnego materyału. Warstwy żwiru różnią się między sobą wielkością materyału i można wyraźnie widzieć, że jedne składają się z bardzo dużych, a inne z mniejszych otoczaków. Układ warstw piasku i żwiru szybko zmienia się zarówno w pionowym, jak i w poziomym kierunku. Rozmaitość ta jest wyrazem ciągłej zmienności warunków fluwioglacyalnej sedymentacyi w czasie i w przestrzeni. Północny materyał ma bardzo znaczny udział w składzie żwirów, a często nawet przeważa nad sudeckim. W warstwach żwiru najgrubszego kalibru znachodzą się liczne wielkie głazy północnych skał krystalicznych, których stosy można oglądać w każdej odkrywce.

Nad fluwioglacyalnymi utworami występuje lodowcowa glina i tworzy cienką warstwę, której grubość dochodzi co najwięcej do 2 m. Glina ta zawiera obficie okruchy skał przeważnie północnego pochodzenia i posiada chaotyczny ustrój moreny. Pokrywa lodowcowej gliny nie jest ciągłą. ale nieraz staje się coraz cieńszą i stopniowo zanika, jak to widać np. w wielkiem odsłonięciu w Kunzendorfie. W NE części odsłonięcia glina na fluwioglacyalnym kompleksie jest do 2 m gruba, ku środkowi zwolna zanika, a wreszcie w przeciwnym końcu odsłonięcia fluwioglacyalne utwory sięgają już aż do samej powierzchni (p. tabl.).

Granica lodowcowej gliny nie tworzy równej powierzchni i przebieg jej jest falisty. Bardzo często glina klinami lub „kiesze-

---

udział preglacyalnych żwirów rzecznych, który najczęściej uderza już na pierwszy rzut oka.

[1]) Przy drodze do szybu Juliusza.

[2]) Zob. dołączoną tablicę.

niami", jak się Gürich[1]) wyraził, wciska się ku dołowi w fluwioglacyalne utwory. W związku z wciskaniem się gliny fluwioglacyalne utwory doznały lokalnych zaburzeń i okazują bardzo wyraźne pofałdowanie lub przesunięcia (fig. 6). Zaburzenia te mogły powstać tylko pod wpływem siły, działającej w kierunku poziomym, a mianowicie wskutek posuwania się lodów po powierzchni fluwioglacyalnych utworów.

Powstanie mieszanego dyluwium wzdłuż podnóża Sudetów możnaby najprawdopodobniej w następujący sposób wyjaśnić.

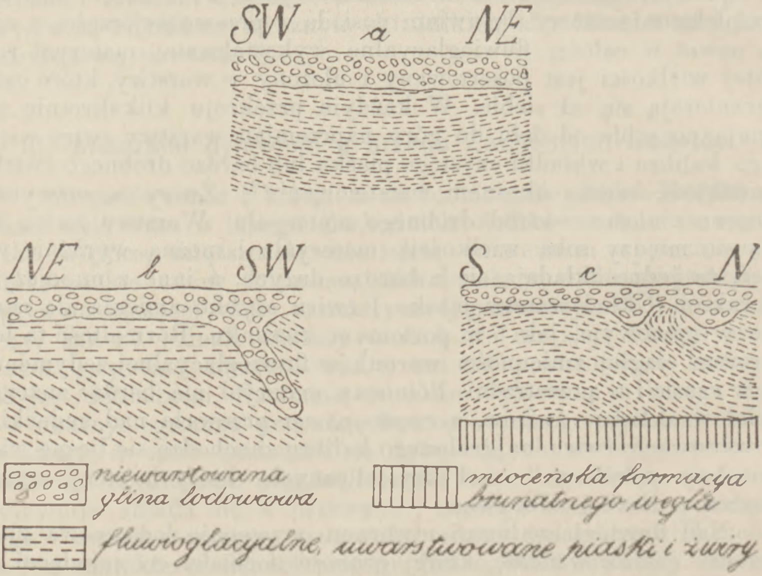


Fig. 6. Fragmenty odsłonięć między Nieder-Kunzendorf a Zirlau *(a, b)* i w Saarau *(c)*, okazujące stosunek lodowcowej gliny do zaburzonych przez lody fluwioglacyalnych utworów (w sierpniu 1907).

Gdy północne lody zbliżały się do Sudetów, brzeg ich przez pewien czas zatrzymał się w odległości kilku lub kilkunastu km od podnóża Sudetów. Wzdłuż czoła północnych lodów wypływały liczne strumienie wody, które — podobnie jak strumienie lodowców Islandyi[2]) albo lodowca Malaspina[3]) w Alaszce — dzieliły się na liczne

---

[1]) Gürich, Untersilur bei Jauer. Jahrb. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. für 1906, str. 447.

[2]) Pjetursson, Reise in Süd-Island. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1907, str. 601.

[3]) Russell, loc. cit. str. 80. Tarr, Second Expedition to Yakutat Bay. Bull. of the Geogr. Soc. of Philadelphia, t. 5, 1907, str. 7.

ramiona i ciągle zmieniały swój bieg. Strumienie te osadzały wiele otoczonego i posortowanego materyału, z którego między czołem północnych lodów a samem podnóżem Sudetów utworzyły się fluwioglacyalne utwory zupełnie taksamo, jak przed lodowcami Islandyi (*sandr* [1]) lub Alaszki (*outwash gravel plains* [2]). Materyał sudecki, pomieszany z północnym, może pochodzić z preglacyalnych żwirów, na które lody natrafiły już w pewnej odległości od brzegu Sudetów, albo też został naniesiony przez wody, które spływały z Sudetów i łączyły się ze strumieniami, płynącymi z czoła lodów. W takim razie wzajemny stosunek północnego i sudeckiego materyału byłby miarą, w jakim stopniu mieszały się z sobą wody, płynące z Sudetów i z czoła północnych lodów. Po zastoju, podczas którego powstały fluwioglacyalne utwory, brzeg północnych lodów zaczął się zbliżać coraz bardziej do Sudetów. Lody, posuwając się po fluwioglacyalnych utworach [3]), wywołały opisane poprzednio zaburzenia warstw i osadziły na nich glinę z okruchami skał, która w wielu miejscach dotąd się zachowała. Wreszcie północne lody doszły do samego brzegu Sudetów i językami wkroczyły w doliny.

Jak w brzeżnych Karpatach zachodniej Galicyi, tak samo i u brzegu Sudetów lody ściśle przystosowały się do preglacyalnej rzeźby i wdzierały się językami w doliny, które już wówczas istniały. Wewnątrz sudeckich dolin języki lodu osadziły mieszane dyluwium, którego grubość jest wogóle bardzo małą, ale często znacznie większą, niż w dolinach zachodnio-galicyjskich Karpat. Rozmaitość wykształcenia mieszanego dyluwium wewnątrz sudeckich dolin bardzo dobrze poznać można w dolinie potoka Helle koło Altwasser i Waldenburga. Przedewszystkiem zwraca uwagę w Altwasser pagórek, zwany „piaskową górą“ (Sandberg), który tworzy wyraźną wyniosłość terenu, wznoszącą się około 15 m ponad dnem starej doliny (p. fig. 2.) i od dołu do góry składa się z fluwioglacyalnych utworów, a mianowicie z warstw piasku i żwirów. W żwirach materyał północny ma bardzo znaczny udział i często znachodzą się wielkie głazy skał krystalicznych; wśród sudeckiego materyału najważniejszym i najobfitszym składnikiem są popękane i dynamicznie zdeformowane kwarce z karbońskich zlepieńców, dochodzące wielkości pięści. Wspomniana wyniosłość ma w poziomym przekroju kształt eliptyczny i przedstawia kopiec (*kame*), usypany

---

[1]) Keilhack, Vergl. Beob. an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen, str. 162—164.

[2]) Harriman Alaska Expedition, t. 3, rys. na str. 53. Tarr-Martin, Glaciers and Glaciation of Yakutat Bay. Bull. of the Amer. Geogr. Soc., t. 38, New-York 1907, str. 150 i ns.

[3]) Przykłady rozszerzania się lodowców po fluwioglacyalnych utworach znane są bardzo dobrze np. z Alaszki. Zob. Tarr-Martin, loc. cit., str. 151 i ns., także fig. 20.

z fluwioglacyalnych utworów [1]). Poza tym kopcem zresztą w okolicy Altwasser i Waldenburga mieszane dyluwium nie tworzy żadnych wypukłości, ani też nie okazuje tak wybitnie fluwioglacyalnego wykształcenia. W licznych odkrywkach odsłania się mieszane dyluwium w grubości najczęściej 1—5 m [2]) i odznacza się wielką obfitością grubszego materyału, ułożonego wśród masy gliniastej lub piasczystej [3]). Piasczyste wykształcenie pochodzi najprawdopodobniej z pewnego współdziałania wody, które jednak musiało być nie zbyt silne, gdyż nie spotyka się wyraźnego uwarstwowania, jak w fluwioglacyalnych utworach. Jak już wspomniałem, co do ilościowej zawartości grubszego materyału tutejsze dyluwium mieszane wcale nie ustępuje podkarpackim żwirom mieszanym. Natomiast jakościowo różni się mieszane dyluwium u brzegu Sudetów znacznie większym, często nawet przeważającym udziałem północnego materyału. Tutaj zatem obfitość grubszego materyału nie może pochodzić z preglacyalnych żwirowisk rzecznych, ale jest wynikiem tego, że u podnóża Sudetów lody posuwały się po fluwioglacyalnych utworach (p. str. 44 i 45). Te zaś powstały przy bardzo znacznem współdziałaniu bieżącej wody i dzięki temu zawierają wielki procent grubszego materyału. Przytem, jak mi Dr. Wysogórski zwracał uwagę i sam miałem sposobność się przekonać, w fluwioglacyalnych utworach okruchy skał są ku górze coraz obfitsze i coraz większego kalibru. Jeżeli tedy północne lody, przybliżające się do brzegu Sudetów, sunęły się po powierzchni fluwioglacyalnych utworów, to przytem mogły zabierać dużo grubszego materyału do dennej moreny, którą następnie osadziły wewnątrz sudeckich dolin.

Zachowanie się wód, płynących z Sudetów, wobec wkroczenia północnych lodów w doliny było odmienne, aniżeli w zachodniogalicyjskich Karpatach. Niektóre szczegóły wskazują, że odpływ wód, przynajmniej w części, znalazł drogę pod lodami. Tak np. kopiec (Sandberg) w Altwasser powstał według wszelkiego prawdopodobieństwa — podobnie, jak kopce (*kames*) wogóle — wskutek fluwioglacyalnej akkumulacyi u wejścia jakiegoś tunelu, ciągnącego się pod lodami. Z drugiej strony nie brak także oznak zatamowania odpływu wód przez lody. Występowanie cienko warstwowa-

---

[1]) Pod względem morfologicznym „Sandberg“ w Altwasser najlepiej zgadzałby się z t. zw. „drumlinoidami“, które Hubbard niedawno opisał. Por. G. D. Hubbard, Drumlinoids of the Catatonk Folio. Bull. of the Amer. Geogr. Soc., t. 38, 1906, str. 355 i ns. Jednakowoż te drumlinoidy oprócz jednego tylko wyjątku są zbudowane z nieuwarstwowanych glacyalnych utworów.

[2]) Dokładny wykaz grubości mieszanego dyluwium w najważniejszych odkrywkach zestawił Dathe, Geol. Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. kgl. Preuss. geol. Landesanst., N. F. Heft 13, str. 153 i ns.

[3]) „Geschiebelehm“ względnie „Geschiebesand“ na mapie Dathego. Por. Dathe, Geol. Karte der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. kgl. Preuss. geol. Landesanst., N. F. Heft 13.

nego iłu pod mieszanem dyluwium w dolinie górnego Bobra (Bober) przemawia za tem, że północne lody, zanim rozszerzyły się w dolinie, zatamowały odpływ wód [1]). W ostatnich czasach E. G. Friedrich starał się wykazać istnienie dwóch jezior, zatamowanych przez północne lody, w dorzeczu Śląskiej Nisy [2]). Czy w okolicy Kamieńca (Kamenz), gdzie Nisa opuszcza Sudety, rzeczywiście powstało dyluwialne jezioro zatamowane, jest wobec poważnych zarzutów Leppli [3]) jeszcze kwestyą otwartą. Natomiast o wiele prawdopodobniejszem wydaje mi się zatamowanie najniższej części biegu Ścinawy (Steine).

Przemawia za tem przedewszystkiem występowanie dyluwialnego iłu między Ścinawą Dolną (Niedersteine) a Miltowem (Möhlten) w odkrywkach, opisanych przez Dathego [4]). Dziś ił ten najlepiej widać w Ścinawie Dolnej [5]), gdzie odsłonięto go do głębokości przeszło 2 m. Jest on barwy szarej z rdzawymi nalotami i miejscami cienko warstwowany; pod względem petrograficznym przypomina wprawdzie zupełnie dyluwialny ił, który pojawia się na mieszanych żwirach w karpackich dolinach (np. w dolinie Sanu), ale różni się większą miąższością i nie leży na mieszanem dyluwium. Dyluwialny ił koło Ścinawy Dolnej osadził się bez wątpienia w stojącej wodzie, prawdopodobnie w jeziorze, które powstało wskutek zatamowania Ścinawy przez wkroczenie północnych lodów w ujście jej doliny. Czy glina z rzadkimi otoczakami sudeckich skał, która pokrywa ił cienką warstewką, jest w istocie — jak Dathe sądził — lodowcową gliną, nie mogę potwierdzić, gdyż nie znalazłem w niej północnego materyału. Glina ta może być także późniejszym utworem.

Powstanie wysokiej terasy żwirowej można najlepiej wytłómaczyć w związku z zatamowaniem doliny Ścinawy przez północne lody. Szerokie dno doliny Ścinawy pokrywa bardzo nizka terasa aluwialna, a ponad nią wznosi się stroma krawędź terasy żwirowej. Kilka dołów, w których wydobywają piasek w Ścinawie Średniej (Mittelsteine) i Dolnej, doskonale okazuje budowę żwirowej terasy na lewym brzegu, tutaj na przeszło 15 m wysokiej. Najniższą jej część tworzy zielonawo-szary piasek lub drobny żwir o nierównej powierzchni, wyższa zaś część składa się z rzecznych żwirów dużego kalibru, ułożonych wśród piasku, których grubość wynosi 8—12 m. Materyał górnej części terasy pochodzi niemal wy-

[1]) Por. Schottky, Beiträge zur Kenntniss der Diluvialablag. des Hirschberger Thales. Diss. Breslau 1885, str. 31 i ns. Partsch, Die Vergletscherung des Riesengebirges. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde, t. 8, str. 178 i 180.

[2]) E. G. Friedrich, Die glazialen Stauseen des Steine- und des Neisse-Tales. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1906, str. 10 i ns.

[3]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., t. 58, 1906, Monatsber. str. 111—114.

[4]) Dathe, Zur Kenntniss des Diluviums in der Grafschaft Glatz (I). Jahrb. kgl. Preuss. geol. Landesanst. für 1899, str. 10—12 i tabl. XVII.

[5]) Koło t. zw. „Feldschenke“.

łącznie z dyasowych utworów (*Rotliegendes*) oraz porfirów i dzięki temu odznacza się ciemno-czerwoną barwą, która już z daleka wpada w oko. Wśród tych żwirów znachodzą się rzadko okruchy północnych skał [1]). W górę rzeki północny materyał sięga aż do Ścinawy Średniej, gdzie w jednym z dołów w krawędzi terasy znalazłem dużą bułę krzemienia z bałtyckiej kredy [2]). Zdaniem Friedricha tylko dolna część terasy, zbudowana z jasnych piasków i żwirów, osadziła się w zatamowanem jeziorze, górna zaś część miała powstać dopiero po ustąpieniu lodów [3]). W takim razie jednak niepodobna wyjaśnić, skąd wzięły się okruchy północnych skał w górnej części terasy; z rozmycia glacyalnych utworów z pewnością nie pochodzą, skoro w okolicy Ścinawy Średniej i Dolnej stoki doliny powyżej terasy są pokryte tylko miejscowymi produktami zwietrzenia i glinami, które bardzo dobrze są odsłonięte w kilku cegielniach. Wobec tego raczej przypuścić należy, że żwirowa terasa jest resztką rozległego stożka napływowego, który został usypany przez Ścinawę w jeziorze, zatamowanem wskutek wkroczenia północnych lodów w dolinę. Materyał północny wśród rzecznych żwirów terasy dostał się do nich drogą spławu przez oderwane bryły lodu, pływające w zatamowanem jeziorze.

Wpływ północnych lodów na odpływ wód z zachodnich Sudetów nie kończy się na przytoczonych śladach zatamowania niektórych dolin. Jest bardzo prawdopodobnem, że głębokie i malownicze jary, którymi potoki Helle i Salzbach przecinają kompleks karbońskich zlepieńców przed zlaniem się w rzeczkę Polsnitz, powstały dopiero w związku z wkroczeniem północnych lodów w Zachodnie Sudety. Potoki te płyną zrazu staremi, rozwartemi dolinami, a następnie poniżej Solic (Salzbrunn) wkraczają odrazu w kręte i bardzo wązkie jary, zwane Fürstensteiner Grund i Salzgrund, które posiadają poprzeczny przekrój w kształcie V. Dzięki bardzo stromym stokom jary te są w rzeźbie Sudetów zjawiskiem zupełnie obcem i nie mogą z nimi iść w porównanie głębsze nawet, ale bardziej rozwarte parowy potoków w górach Sowich (Eulenbirge) lub w obszarze dyasowych utworów (*Rotliegendes*) na południe od węglowego zagłębia Waldenburga. Pomimo niewielkiego wzniesienia okolicy wspomniane jary zbliżają się raczej do zwężonych ujść (*Klammen*) alpejskich potoków i tak samo powstały

---

[1]) Friedrich, loc. cit., str. 17.

[2]) Pomimo zawartości północnego materyału nie można porównywać rzecznych żwirów w terasie Ścinawy z tym typem podkarpackich żwirów mieszanych, który doznał przerobienia przez wodę. Żwiry w terasie Ścinawy różnią się nie tylko większą miąższością, ale zarazem są czysto rzecznym utworem z typowemi właściwościami. Nadto okruchy północnych skał są stosunkowo bardzo rzadkie i pojawiają się tylko sporadycznie.

[3]) Friedrich, loc. cit., str. 19.

wskutek bardzo szybkiej erozyi. Najprawdopodobniejszem wydaje mi się przypuszczenie, że potoki Helle i Salzbach, dopiero wskutek zajęcia swych dolin przez północne lody i utrudnienia odpływu, musiały skierować swój bieg przez pas karbońskich zlepieńców [1]) i wyżłobiły w nich krótkie a głębokie jary, których młoda erozya uderza w przeciwieństwie do preglacyalnej rzeźby Sudetów.

U brzegu Zachodnich Sudetów neodyluwialna faza eoliczna nie miała takiego znaczenia, co u karpackiego brzegu i pozostawiła stosunkowo tylko skąpe ślady. Zwarta pokrywa loessowa na Górnym Śląsku ku północy nie sięga poza dolinę Śląskiej Nisy [2]). Dalej zaś ku północy, wzdłuż brzegu Zachodnich Sudetów niema już grubej, jednolitej pokrywy loessowej, któraby odgrywała morfologiczną rolę i szczelnie przysłaniała mieszane dyluwium. Na fluwioglacyalnych utworach przy brzegu Zachodnich Sudetów widać bardzo często cienką warstewkę żółtej gliny; podobna glina pokrywa w wielu miejscach stoki sudeckich dolin, jak np. w dolinie Ścinawy (Steine), gdzie odsłania się zazwyczaj w małej grubości (2—3 m) ponad czerwonymi produktami zwietrzenia dyasowych utworów (*Rotliegendes*). Gliny te bywają oznaczane na geologicznych mapach jako loess lub loessowa glina (*Loesslehm*) i bez wątpienia w wielu wypadkach powstały przy współudziale wiatru. Nie wszędzie jednak okazują charakterystyczne własności eolicznego utworu, a nigdzie nie odgrywają jakiejkolwiek roli morfologicznej, gdyż nie posiadają dostatecznej po temu grubości ani też ciągłości. Kiedy u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat gruba pokrywa loessowa łagodzi przejście z niżu do górzystego obszaru (p. str. 40), tutaj w braku tego czynnika morfologicznego orograficzny kontrast śląskiej równiny i wschodniego brzegu Zachodnich Sudetów, opadających stromym, wysokim stopniem, bardzo ostro występuje.

Garść szczegółów, które podałem o mieszanem dyluwium u brzegu Zachodnich Sudetów, okazuje w porównaniu z podkarpackiem dyluwium mieszanem pewne wspólne rysy, ale zarazem i wcale znaczne różnice. Różnic tych nie można inaczej tłómaczyć, jak tylko przypuszczeniem, że u brzegu Zachodnich Sudetów północne lody były stosunkowo grubsze [3]) i dłużej się zatrzymały, niż u karpackiego brzegu. Większą grubość i dłuższe trwanie północnych lodów u brzegu Zachodnich Sudetów

[1]) Właśnie w tem miejscu karbońskie zlepieńce nie były pokryte przez lody, gdyż zarówno na ich powierzchni, jak i wewnątrz obu krótkich jarów brak zupełnie północnego materyału. Zob. cyt. mapę geologiczną Dathego.

[2]) Por. Gürich, Geol. Uebersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.

[3]) Chociaż północne lody posiadały większą miąższość, to jednak jest rzeczą bardzo wątpliwą, czy wewnątrz sudeckich dolin dochodziły do grubości 80—100 m, jaką Partsch (Die Vergletscherung des Riesengebirges, str. 180) przyjmował w dolinie Bobra.

należy według wszelkiego prawdopodobieństwa przypisać następującym okolicznościom.

1. Wzdłuż zachodnio-galicyjskich Karpat północne lody posiadały czysto południową ekspozycyę, wskutek czego ich powierzchnia przy brzegu była stromo nachylona, a grubość szybko malała (p. str. 19). Natomiast wzdłuż Zachodnich Sudetów, gdzie brzeg północnych lodów był wystawiony przeważnie na SWW, ich powierzchnia nie obniżała się tak szybko, ani też grubość nie zmniejszała się do tego stopnia, co u karpackiego brzegu.

2. W Zachodnich Sudetach neodyluwialna faza eoliczna nie wystąpiła tak silnie, aby mogła przyspieszyć zniknięcie lodów, jak u brzegu zachodnio-galicyjskich Karpat.

3. Dla wyjaśnienia małej grubości północnych lodów w brzeżnych Karpatach należałoby także i to wziąć pod rozwagę, że góry kielecko-sandomierskie mogły bardzo łatwo odegrać rolę poprzecznej zapory, która utrudniała dopływ lodów z północy do zachodnio-galicyjskich Karpat[1]). Przypuszczenia tego na razie nie można uzasadnić, gdyż dyluwialne utwory w najbliższem otoczeniu gór kielecko-sandomierskich są jeszcze za mało zbadane.

[1]) Zgadzałby się z tem fakt, że podkarpackie dyluwium mieszane dopiero na południe od Przemyśla, w dolinie Wiaru staje się grubszem i przybiera fluwioglacyalne wykształcenie, jak u brzegu Zachodnich Sudetów (p. str. 35).

TREŚĆ.



Fluwioglacyalne dyluwium mieszane u brzegu Zachodnich Sudetów w Kunzendorf, koło Freiburga śląskiego (według fotogr. zdjęcia autora).